



**Processus Gravitaires et Évaluation de la Stabilité des
Pentes : Approches Géologique et Géotechnique.
Application à la marge algérienne et à l’effondrement de
l’aéroport de Nice en 1979.**

Dan Gabriela

► **To cite this version:**

Dan Gabriela. Processus Gravitaires et Évaluation de la Stabilité des Pentes : Approches Géologique et Géotechnique. Application à la marge algérienne et à l’effondrement de l’aéroport de Nice en 1979.. Sciences de l’ingénieur [physics]. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2007. Français. NNT : . tel-00274695

HAL Id: tel-00274695

<https://theses.hal.science/tel-00274695>

Submitted on 21 Apr 2008

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L’archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d’enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THESE

Présentée à

UNIVERSITE DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Par

GABRIELA DAN

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : **GEOSCIENCES MARINES**

Processus Gravitaires et Evaluation de la Stabilité des Pentes :

Approches Géologique et Géotechnique.

**Application à la marge algérienne et à l'effondrement de l'aéroport de
Nice en 1979.**

Soutenue le 9 Mai 2007, devant le Jury composé de :

Miquel CANALS	Professeur	Examineur
Jacques DEVERCHERE	Professeur	Directeur de thèse
Achim KOPF	Professeur	Rapporteur
Pascal LE ROY	Maître de conférence	Examineur
Jacques LOCAT	Professeur	Examineur
Thierry MULDER	Professeur	Rapporteur
Nabil SULTAN	Chercheur	Tuteur de thèse

Invités

Bruno SAVOYE	Chercheur	Tuteur de thèse
--------------	-----------	-----------------

Résumé

Le travail présenté dans le cadre de ce mémoire concerne l'étude de deux zones : la marge algérienne et la zone du glissement de Nice en 1979.

La marge au large d'Alger n'avait fait l'objet d'aucune campagne scientifique majeure jusqu'à la réalisation de la campagne Maradja en 2003. Du coup, le travail de thèse sur la zone d'Alger a d'abord concerné la caractérisation morpho-sédimentaire de la zone et la cartographie des instabilités et des dépôts gravitaires. Dans un deuxième temps, il s'est concentré sur la caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments, l'identification des mécanismes responsables de l'initiation des instabilités observées dans la zone d'étude et l'évaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude. Plusieurs résultats importants ont été obtenus :

- les processus sédimentaires sont très clairement influencés par la morphologie de la marge, elle-même contrôlée par l'activité tectonique. La sédimentation sur la marge algérienne est donc très hétérogène, contrastée et contrôlée par deux processus : (a) les processus gravitaires incluant les courants turbiditiques et les glissements sous-marins et (b) la sédimentation hémipélagique ;
- de nombreux glissements ont été observés et décrits sur la zone d'étude. La majorité des glissements est caractérisée par une surface inférieure à 0.2 km^2 et un volume moyen de 0.003 km^3 . Seul, un glissement au large de la ville de Dellys est hors norme, caractérisé par un volume très supérieur à la moyenne et égal à 0.18 km^3 ;
- la présence de couches de silt et sable susceptibles de se liquéfier est un facteur prépondérant d'initiation des glissements. L'évaluation du potentiel de liquéfaction pour les couches de sable, montre une possibilité de liquéfaction pour des séismes soumettant la colonne sédimentaire à un PGA de 0.2 g , une valeur qui a pu être atteinte par les séismes historiques connus ;
- l'évaluation de la stabilité de la même zone montre l'instabilité et la rupture de la pente pour un PGA de seulement 0.1 g , valeur encore plus facilement atteinte par les séismes historiques connus ;

Au contraire de la marge algérienne, la zone de Nice avait déjà fait l'objet de nombreuses études décrivant le contexte géologique lié à l'accident de 1979 et cherchant à comprendre son fonctionnement. Le travail présenté ici a d'abord concerné une synthèse de l'ensemble des données disponibles et en particulier des mesures géotechniques nouvelles réalisées dans la zone, ainsi que de nouveaux prélèvements de terrain. Ceci a permis de mieux modéliser la stabilité de la pente niçoise près de l'aéroport et de simuler la stabilité du prodelta du Var avant et après la construction de l'aéroport. Une nouvelle explication du déclenchement du glissement est proposée : ce serait le fluage d'une couche d'argile sensible sous l'effet de la charge de l'aéroport qui aurait initié la rupture. Cette hypothèse semble très solide au regard des nouvelles données obtenues. Le poids des différents facteurs déclenchant de l'accident de 1979 est aussi discuté et sert de cadre pour une estimation des risques actuels.

Mots-clés : Algérie, Nice 1979, processus gravitaires, stabilité de pente, liquéfaction, modélisation

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
PARTIE I : Stabilité des pentes en milieu sous-marin (Synthèse bibliographique)	7
1. Notions de géotechnique	9
1.1. Le sol	10
1.2. Contraintes dans les sols	10
1.3. Lois de comportement	12
1.4. Tassement et consolidation	14
1.5. Définition de la rupture	15
2. Les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés	18
2.1. La classification des processus gravitaires	20
2.2. Principaux types de processus gravitaires	21
2.3. L'origine des écoulements gravitaires	27
2.4. Les transformations des écoulements gravitaires	27
3. Facteurs contrôlant l'instabilité	31
3.1. Classification des facteurs contrôlant l'instabilité	32
3.2. Description des principaux facteurs	33
3.3. L'origine des écoulements gravitaires	27
4. Méthodes d'évaluation de la stabilité des pentes	37
4.1. Evaluation du potentiel de liquéfaction	38
4.2. Méthodes de calcul de la stabilité	40
PARTIE II : Données et Méthodologie	41
1. Description des outils et des données disponibles	43
1.1. Les sondeurs multifaisceaux	44
1.2. Le sonar latéral S.A.R.	45
1.3. Le sondeur de sédiments CHIRP	47
1.4. Les carottiers (Küllenberg et Calypso)	48
1.5. L'observation directe : le submersible Cyana	50
2. Mesures réalisées sur les sédiments (sédimentaires et géotechniques)	53
2.1. Mesures sédimentaires réalisées sur les sédiments	54
2.2. Essais et mesures géotechniques réalisées sur les sédiments	56
3. La modélisation numérique	63
3.1. <i>FEMUSLOPE</i> - méthode des éléments finis	64
3.2. Le modèle <i>SAMU 3D</i> - méthode d'analyse limite	65
3.3. <i>Cyclic 1D</i>	66

PARTIE III : Caractérisation morphologique et évaluation de la stabilité de la zone d'Alger (Marge Algérienne)	69
1. Description générale de la marge algérienne	71
1.1. Contexte géodynamique et tectonique	73
1.2. Contexte climatique et hydrologique	76
1.3. Contexte géologique	78
1.4. La sismicité de la marge algérienne	83
1.5. Le séisme de Boumerdès (21 Mai 2003)	84
2. Description morpho-sédimentaire générale de la zone d'étude	97
3. Analyse des processus gravitaires dans la zone d'Alger	111
3.1. La pente continentale au large de Dellys	114
3.2. L'escarpement S1 et le bassin D2	139
3.3. L'escarpement S2	161
3.4. Le banc de Khayr al Din	171
4. Evaluation de la stabilité d'une pente (exemple de l'escarpement S1)	179
Discussion	187
PARTIE IV : Analyse de la stabilité de la pente niçoise	211
1. Description générale de la zone de travail	213
1.1. Contexte géologique	214
1.2. Morphologie actuelle du système sédimentaire du Var	216
1.3. Morphologie du Delta sous-marin du Var au niveau de la plateforme aéroportuaire	218
1.4. La catastrophe d'octobre 1979	221
2. Analyse des données	229
2.1. Description de la bathymétrie dans la zone de l'aéroport de Nice	230
2.2. Le SAR et les observations directes en submersibles	231
2.3. Analyse de la sismique dans la zone de Nice	240
2.4. Analyse des sédiments	242
3. Stabilité de la pente niçoise liée à l'événement de 1979	260
3.1. Caractérisation des couches et discrétisation du domaine d'étude	261
3.2. Scénario 1 : Evaluation de la stabilité de la zone avant la construction du nouveau port	264
3.3. Scénario 2 : Evaluation de la stabilité de la pente niçoise après la construction du nouveau port	266
3.4. Scénario 3 : Evaluation de la stabilité de la plateforme de l'aéroport sous une charge statique et en prenant en compte le fluage de la couche d'argile sensible	268

4. Evaluation de la stabilité de la pente actuelle	272
4.1. Analyse de la sismicité	273
4.2. Les essais triaxiaux cycliques	274
4.3. Evaluation du potentiel de liquéfaction (Sultan et al., 2004)	276
4.4. Evaluation du potentiel de liquéfaction avec le programme Cyclic 1D	277
Discussion	280
CONCLUSION GENERALE	289
BIBLIOGRAPHIE	305
ANNEXES	319
Annexe 1:	321
<i>“First Identification of Slides and Mass-Wasting Deposits on the Algerian Margin (Algiers Area, South-Western Mediterranean)”</i>	
Annexe 2 :	361
<i>“Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during seismic shaking: example from the Algerian margin”</i>	
Annexe 3:	409
<i>“The 1979 Nice Harbour Catastrophe Revisited: Trigger Mechanism Inferred from Geotechnical Measurements and Numerical Modelling” - G. Dan, N. Sultan, B. Savoye. 2007, Marine Geology, 245, p. 40-64.</i>	

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure 1 : Localisation des zones d'études dans le bassin de la Méditerranée Occidentale : Zone 1 - marge algérienne et Zone 2 - zone aéroportuaire de Nice.

Partie I

Figure I-1 : Notion des contraintes (d'après Schlosser, 2003).

Figure I-2 : Exemple de la répartition des contraintes (d'après Schlosser, 2003).

Figure I-3 : Représentation des relations contrainte - déformation avec des exemples analogue (d'après Schlosser, 2003).

Figure I-4 : Le phénomène de dilatance (d'après Schlosser, 2003).

Figure I-5 : Principaux types d'essais en laboratoire (modifié d'après Schlosser, 2003).

Figure I-6 : Schéma illustrant une analogie mécanique pour la consolidation des sols fins (d'après Schlosser, 2003).

Figure I-7 : Diagramme $\tau - \varepsilon$ montrant les deux allures des courbes.

Figure I-8 : Représentation du cercle de Mohr pour définir la courbe intrinsèque pour (a) un sol grenu et (b) un sol fin

Figure I-9 : Les trois groupes de processus en milieu marin profond (traduit d'après Stow, 1986).

Figure I-10 : Diagramme illustrant les différents processus de transport et dépôt en milieu marin profond (traduit et modifié d'après Stow et Mayall, 2000).

Figure I-11 : Schéma d'un *slide* montrant les différentes structures de déformation dans un sédiment normalement consolidé (traduit d'après Martinsen, 1989).

Figure I-12 : Modèle idéalisé d'un slump montrant la variété et la distribution de différentes structures de déformation interne (traduit d'après Martinsen, 1989).

Figure I-13 : Définition de paramètres d'un glissement (Edgers et Karlsrud, 1982)

Figure I-14: (a) Séquence de Bouma : termes a, b, c, d et e ; (b) Schéma montrant la composition bipartite d'un courant de turbidité et les profils de vitesses (Postma et al., 1988) ; (c) Evolution de la séquence de Bouma en fonction de la localisation (proximal, distal) par rapport à la source (inspiré de Walker et al., 1967).

Figure I-15 : Schéma montrant l'initiation, la transformation, le transport et le mécanisme de dépôt d'un écoulement gravitaire (d'après Stow et al., 1996 ; Stow et Mayall, 2000).

Figure I-16 : Processus d'initiation, de transport longue distance et de sédimentation des écoulements transportant des sédiments. Mécanismes de support : 1-turbulence du fluide, 2-liquéfaction, 3-collision intergranulaire et 4-supporté par la matrice (Middleton et Hampton, 1976 ; repris de Ferry, 2004).

Figure I-17 : Schéma montrant l'évolution d'un écoulement gravitaire initial (slide) vers un débris-flow et ensuite vers un courant de turbidité (modifié d'après Ravenne and Béghin, 1983 ; Savoye et al., 2005).

Figure I-18 : Le modèle d'évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés (d'après Kneller, 1995).

Figure I-19 : Domaine de variation de l'excès de pression interstitielle dans un sol marin en fonction de la profondeur (modifié d'après Mulder, 1992).

Figure I-20 : Schéma montrant la liquéfaction comme le phénomène ayant lieu lorsque la contrainte qu'exercent les grains entre eux (σ') devient nulle (Ishihara, 1985).

Figure I-21 : Images montrant les désastres causés par la liquéfaction dus au séisme de Niigata 1964 (a) la destruction des bâtiments et (b) liquéfaction du sable avec l'apparition de "sand boils" (<http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/quakes/niigata>).

Figure I-22 : Chargements cycliques sur une argile sensible.

Figure I-23 : Diagramme montrant la variation du nombre moyen de cycles avec la distance et la magnitude (sans la correction de la présence d'une faille) (Liu et al., 2001).

Partie II

Figure II-1 : (a) Carte bathymétrique de la marge algérienne montrant la résolution des données disponibles avant la campagne d'après Rosfelder (1955), (b) Bathymétrie ombrée issue des campagnes MARADJA (2003 et 2005) et (c) Carte de la réflectivité issue des campagnes MARADJA (2003 et 2005).

Figure II-2 : (a) Illustration de l'influence de la position du SAR par rapport aux structures (exemple de deux failles normales) (Vaslet, 1993) et (b) Schéma explicatif de modèle de calcul permettant d'évaluer la dimension d'un objet géologique posé sur un fond plat (Vaslet, 1993).

Figure II-3 : Carte bathymétrique montrant la localisation des profils CHIRP collectés lors de la campagne MARADJA 2003 et des profils SAR collectés lors de la campagne MARADJA 2 (2005).

Figure II-4 : Schéma illustrant le mode de fonctionnement d'un carottier.

Figure II-5 : Carte bathymétrique montrant la localisation des carottes sédimentaires utilisées pour ce travail.

Figure II-6 : Données utilisées pour la zone de Nice.

Figure II-7 : Image illustrant deux appareils de mesure du Laboratoire d'Environnement Sédimentaire : le scissomètre (mesure du Cu) et le célérimètre (mesure de la Vp).

Figure II-8 : Schéma montrant l'état des sédiments et les limites d'Atterberg

Figure II-9 : Exemple de graphique utilisé pour obtenir les limites d'Atterberg (w_p et w_L).

Figure II-10 : Oedomètres à Ifremer

Figure II-11 : Image illustrant la cellule triaxiale utilisée pour les essais cycliques par FUGRO – Paris.

Figure II-12 : Paramètres utilisés pour caractériser la forme de la surface de rupture (Sultan et al., 2007).

Figure II-13 : Six surfaces de ruptures générées par combinaison différents des paramètres afin de montrer la variabilité et la flexibilité de la forme de la surface de rupture (Sultan et al., 2007).

Partie III

Figure III-1 : Localisation de la marge algérienne dans le cadre méditerranéen et localisation de la zone d'étude au niveau de la marge algérienne.

Figure III-2 : Evolution géodynamique du bassin méditerranéen (d'après Olivet et al., 1984).

Figure III-3 : Les chaînes de montagne dans le cadre méditerranéen (d'après Bouillin, 1986).

Figure III-4 : Carte géologique du nord de l'Afrique montrant les différentes unités géologique (d'après Wildi, 1983 ; Domzig et al., 2006).

Figure III-5 : Evolution géodynamique - rifting au Lias inférieur - moyen (d'après Bouillin, 1986 ; Le Roy, 2004).

Figure III-6 : Modèle cinématique de la structuration de la chaîne des Maghrébides, illustrant le scénario proposé sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne (modifié et complété de Vergès et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000).

Figure III-7 : Topographie de la zone d'Alger montrant les principaux oueds.

Figure III-8 : Circulation des masses d'eaux en Méditerranée Occidentale : MAW (Modified Atlantic Water) et WIW (Winter Intermediate Water) (modifié d'après Millot, 1999).

Figure III-9 : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (modifié d'après Leclaire, 1970).

Figure III-10 : Carte des contours bathymétriques montrant la localisation de carottes disponibles dans la zone d'Alger (Mercator, WGS 1984).

Figure III-11 : Distribution des espèces de foraminifères planctoniques et interprétation hydrologique et climatique dans la carotte C4 - Géomède 1 (d'après Leclaire, 1970).

Figure III-12 : Schéma montrant la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée Occidentale (d'après Leclaire, 1970).

Figure III-13 : Valeurs moyennes du PGA pour une période de retour de 100 ans: (a) valeurs moyennes et (b) valeurs maximales pour une période de retour de 475 ans: (c) valeurs moyennes et (d) valeurs maximales (d'après Montilla et al., 2003).

Figure III-14 : Images montrant les dégâts causés par le séisme de Boumerdès (Mai 2003).

Figure III-15 : Liquéfaction du sol aux abords de l'oued Isser (d'après Bertrand et Mouroux, 2003).

Figure III-16 : Carte bathymétrique de la marge algérienne, au large d'Alger, montrant la position des câbles de communication et les ruptures des câbles survenues lors du séisme de Boumerdès, le 21 Mai 2003. Etoiles rouges - points de rupture des câbles et étoiles bleus - position du câble après le séisme (source- Rapport Interne France Télécom).

Figure III-17 : Exemple de rocher émerge et de la bande blanche laissée par les algues (flèches blanches). Les flèches noires indiquent des paléo marqueurs du niveau marin (Meghraoui et al., 2004).

Figure III-18 : Enregistrement des oscillations du niveau marin en Méditerranée Occidentale : (a) Alger : élévation maximale de 0.15 m. (b) Gênes (Italie) : l'amplitude dépasse 0.10 m et le temps d'arrivée est estimé à 20h40 UTC. (c) Nice (France) : 0.10 m d'amplitude et le temps d'arrivée à 20h20 UTC (1 h 40 min après le choc principal). (d) l'Île de Menorca, et Ibiza (e-f) avec plus de 1 m d'élévation (traduit après Alasset et al., 2006).

Figure III-19 : Simulation de la propagation de la vague autour de l'île d'Ibiza après (a) 30 min ; (b) 40 min ; (c) 50 min et (d) 60 min (Alasset et al., 2006).

Figure III-20 : Carte bathymétrique ombrée montrant la localisation du choc principal, en étoiles rouges, (sources : CRAAG - Centre de Recherche en Astrophysique, Astronomie et Géophysique ; EMSC-European Mediterranean Seismological Centre; NEIC-National Earthquake Information Center) et des répliques en carrés noirs.

Figure III-21 : Images montrant le déplacement co-sismique calculé avec le modèle numérique d'Okada (1985) à partir de différentes sources: (a) Delouis et al. (2004), (b) Meghraoui et al. (2004), (c) Bezzeghoud et al. (2005), (d) Semmane et al. (2005) and (e) Yelles et al. (2004) (synthétisé par Alasset et al., 2006).

Figure III-22 : Carte bathymétrique ombrée de la zone de Boumerdès issue de la campagne MARADJA. Le bassin profond est à 2700 m de profondeur d'eau. L'épicentre (triangle), la zone de rupture sismique (points tillés) et le plan de la faille sont illustrés d'après Delouis et al. (2004). Le rectangle en ligne continue représente la zone de rupture d'après Semmane et al. (2005). F - surface plate en milieu de pente ; B - ruptures des pentes (1, 2, 3) ; S - escarpements (1, 2) dans le bassin profond ; D - domaines en soulèvement (1, 2) ; les lignes blanches A et B représentent la position des sections sismiques. (Traduit d'après Déverchère et al., 2005).

Figure III-23 : Profil sismique 6 traces, migré en temps (localisation ligne A sur la figure III-23). S - sel ; MDF - Cône détritique messinien ; UE - évaporites supérieures (toit à 5.3 Ma) ; S1 et B1 - ruptures de pente. Lignes en points tillés correspondent à des failles inverses (traduit d'après Déverchère et al., 2005).

Figure III-24 : Carte structurale réalisée à partir de l'analyse des données MARADJA (2003), RO - bassin en rollover. L'interprétation à terre est faite d'après Delouis et al. (2004) (Déverchère et al., 2005).

Figure III-25 : Carte bathymétrique ombrée montrant les principaux objets morphologiques ainsi que la délimitation par secteurs. B - ruptures des pentes ; D - bassin sédimentaires ; S - escarpements localisés dans le bassin profond ; Canyons de l'Ouest vers l'Est : Alger, Sébaou, Dellys ; contours jaunes - diapirs et murs de sel ; contours en pointillés - structures sédimentaires ondulées ; contours noirs - cicatrices d'arrachement.

Figure III-26 : Carte des pentes montrant la délimitation par secteurs de la zone d'Alger: Secteur 1 – zone de Dellys ; Secteur 2 : zone d'Alger et Secteur 3 - le Banc de Khayr al Din.

Figure III-27 : Carte de l'imagerie montrant la délimitation par secteurs de la zone d'Alger: Secteur 1 - zone de Dellys ; Secteur 2 : zone d'Alger et Secteur 3 - le Banc de Khayr al Din.

Figure III-28 : Carte de distribution des écho-faciès réalisée à partir de profils sismiques CHIRP.

Figure III-29 : Image SAR (SAR 02) montrant les structures d'érosion au fond du Canyon de Sébaou.

Figure III-30 : Carte de l'imagerie EM 300, "Belle image", montrant le Canyon d'Alger et les différentes connexion terre mer. Faille de Thenia et cours anciens de l'oued Isser d'après Boudiaf et al. (1986) ; continuation de la faille de Thenia en mer d'après Domzig (2006).

Figure III-31 : Carte bathymétrique ombrée montrant les données utilisées pour l'analyse détaillée des glissements au large d'Alger (carottes sédimentaires issues de MARADJA 2003, PRISMA et MARADJA 2, et profils SAR MARADJA 2).

Figure III-32 : Carte bathymétrique (équidistance contours de 20 m) montrant la pente continentale au large de Dellys et la localisation des données utilisées pour la description de cette zone (carottages et profils SAR).

Figure III-33 : Profils SAR 01 et 11 illustrant les objets sédimentaires et morphologiques la partie ouest de la pente continentale et le pied de pente avec (a) Profils SAR non-interprétés ; (b) Profils SAR interprétés et (c) profils sismique 3,5 kHz associé à l'image SAR 11.

Figure III-34 : Profil 3,5 kHz associé au profil SAR 01 montrant la localisation de la carotte KMDJ 15.

Figure III-35 : Carotte KMDJ 15 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL et (d) mesure de vitesses V_p au MSCL.

Figure III-36 : Tronçon de la carotte KMDJ 15 compris entre 520 et 545 cm de profondeur avec (a) photographie, (b) image rX, (c) mesure de la médiane (m) et (d) évolution granulométrique (%).

Figure III-37 : Profil CHIRP 08 montrant la localisation de la carotte KMDJ 01 et la présence d'une structure à faciès transparent et base érosive.

Figure III-38 : Carotte KMDJ 01 (a) log synthétique, (b) photographie de l'intervalle 10 - 60 cm, (c) classification granulométrique, (d) mesures du poids volumique au MSCL.

Figure III-39 : Image de détail de la pente continentale montrant la localisation des profils SAR interprétés et des carottes récupérées.

Figure III-40 : (a) Profil bathymétrique à travers le glissement (longitudinal) (localisation sur la figure III-40) montrant les différents paramètres du glissement (la longueur des carottes n'est pas à l'échelle du profil) et (b) Profil bathymétrique (transversal) (localisation sur la figure III-40).

Figure III-41 : (a) Image de détail du profil SAR 13 dans la zone où la carotte KMDJ 12 a été récupérée et (b) image SAR 13 interprétée montrant un thalweg bien développé et de nombreux ravines.

Figure III-42 : Carotte KMDJ 12 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL, (d) mesures cohésion non drainée (S_u).

Figure III-43 : Tronçon de la carotte KMDJ 12 (entre 40 et 90 cm) avec (a) la photographie, (b) l'image rX et (c) l'interprétation montrant des galets mous d'argile dans une matrice argilo-siliceuse.

Figure III-44 : Diagramme de l'indice des vides vs. la contrainte effective verticale du test oedométrique réalisé sur la carotte KMDJ 12 à 4,32 m de profondeur.

Figure III-45 : Carotte KMDJ 13 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesures du poids volumique au MSCL, (d) mesure de la cohésion non drainée (S_u).

Figure III-46 : Tronçon 2 (95 - 145 cm de profondeur) de la carotte KMDJ 13 avec (a) photographie, (b) image rX, (c) interprétation des images et (d) image de détail du galet beige montrant la déformation des lamines.

Figure III-47 : Diagramme indice des vides vs. contrainte effective verticale des tests oedométriques réalisés sur la carotte KMDJ 13 à 65, 145 et 240 cm de profondeur.

Figure III-48 : Image de détail des profils SAR 01 et 11 en pied de pente, à l'aval de la zone de glissement : (a) images SAR non interprétées et (b) images SAR interprétées montrant des blocs détachés et éparpillés en pied de pente et plus à l'aval, ainsi que des linéaments dans la zone où la carotte KMDJ 14 a été récupérée.

Figure III-49 : Carotte KMDJ 14 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL, (d) mesure de V_p au MSCL.

Figure III-50 : Intervalle de la carotte KMDJ 14 compris entre 55 et 90 cm de profondeur avec (a) photographie, (b) image rX, (c) profil de la médiane, (d) courbes granulométriques cumulées et (e) l'interprétation.

Figure III-51 : Synthèse de résultats montrant la présence de dépôts gravitaires sur et en pied de pente.

- Figure III-52 : Bloc diagramme montrant l'évolution d'un slump vers un courant de turbidité dû à la présence d'un relief (ressaut hydraulique ?).
- Figure III-53 : Carte bathymétrique de la partie Est de la pente continentale montrant la localisation de la zone à détailler.
- Figure III-54: Image de détail (profils SAR 01 et 11) de la partie est de la pente continentale et du canyon de Sébaou montrant la présence de failles inverses en pied de pente et des rides des galets sur le fond du canyon de Sébaou.
- Figure III-55 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S1, la localisation des profils SAR 07, 08, 09 et 10, ainsi que la localisation des carottes disponibles dans cette zone : MD04-2799 et KMDJ 16 en haut de pente et KMDJ 04 et MD04-2798 dans le bassin D2.
- Figure III-56 : Partie Ouest de l'escarpement S1 avec (a) carte bathymétrique ombrée, (b) carte des pentes montrant la présence de ruptures de pente, de glissements, de linéaments et la localisation des carottes MD04-2799 et KMDJ 16, ainsi que du profil SAR 10 (trace blanche), (c) un profil longitudinal et (d) un profil transversal.
- Figure III-57 : Image SAR et le profil 3,5 kHz associé montrant la partie haute de l'escarpement S1 (pour localisation voir figure III-56).
- Figure III-58 : Profil SAR 10 et profil 3,5 kHz illustrant les glissements affectant l'escarpement S1 (pour localisation voir figure III-56).
- Figure III-59 : Carotte MD04-2799 avec (a) log synthétique, (b) mesure de la granulométrie (%), (c) mesure du poids volumique (kN/m³), (d) mesure de la cohésion non drainée (kPa), (e) mesure de V_p (m/s) et (f) mesure de la teneur en eau (%).
- Figure III-60 : Diagramme de l'indice des vides (e) vs. la contrainte effective verticale (σ'_v) des tests oedométriques réalisés sur la carotte MD04-2799 (a) 2,45 ; 3,95 m de profondeur et (b) 7,42 ; 12,18 ; 14,57 ; 18,42 et 23,6 m de profondeur.
- Figure III-61 : Résultats de l'essai cyclique de l'échantillon VI-1 avec (a) CRR, (b) déformation axiale et (c) surpression interstitielle normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale. La liquéfaction apparaît après 15 cycles uniformes pour $h/H_c > 10$ %.
- Figure III-62 : Résultats de l'essai cyclique de l'échantillon IX-1 avec (a) CRR, (b) déformation axiale et (c) surpression interstitielle normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale. La liquéfaction apparaît après 4 cycles uniformes pour $u/\sigma'_{3c} > 90$ %.
- Figure III-63 : Deux exemples de déformation des échantillons après un essai triaxial cyclique.
- Figure III-64 : Profil CHIRP MDJ 06 montrant la localisation de la carotte KMDJ 16 et de la carotte MD04-2799 (projetée) (localisation profil MDJ 06 sur la figure III-55).
- Figure III-65 : Carotte KMDJ 16 avec (a) log synthétique, (b) mesure de la granulométrie (%), (c) mesure du poids volumique (kN/m³), (d) mesure de V_p (m/s), (e) mesure de la cohésion non drainée (kPa) et (f) mesure de la teneur en eau (%).
- Figure III-66 : Image rX de la carotte KMDJ 16 avec (a) intervalle 4,25-4,49 m montrant des injections de sable dans le sédiment adjacent, (b) intervalle 6,75-6,85 m montrant la déformation d'un niveau de sable, (c) intervalle 8,5-8,58 m montrant le boudinage d'un niveau de sable et la dispersion dans le sédiment adjacent ; (d) intervalle 7,35-7,62 m montrant les différents types des couches sableuses : continue, discontinue, à lamination, massive ; (e) l'évolution granulométrique de l'intervalle 7,35-7,62 m montrant le caractère massif des couches de sable.

Figure III-67 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S1 et le bassin D2 avec la localisation des profils SAR 07, 08 et 09, ainsi que la localisation des carottes disponibles dans le bassin D2 : KMDJ 04 et MD04-2798. La zone marron représente l'extension de l'écho faciès T1 dans lequel les deux carottes ont été prélevées.

Figure III-68 : Profil CHIRP MDJ 02 montrant la localisation de la carotte KMDJ 04 dans l'écho faciès T1.

Figure III-69 : Carotte KMDJ 04 avec (a) log synthétique, (b) granulométrie (%), (c) profil du poids volumiques (kN/m³), (d) profil de la teneur en carbonates (%).

Figure III-70 : Intervalle de la carotte KMDJ 04 (0 et 45 cm) avec (a) la photographie, (b) l'image rX, (c) l'évolution granulométrique en fonction de la profondeur (médiane en μ m) et (d) les mesures de la teneur en carbonates (%).

Figure III-71 : Profil CHIRP MDJ 03 montrant la localisation de la carotte MD04-2798 dans l'écho faciès T1.

Figure III-72 : Carotte MD04-2798 avec (a) le log synthétique, (b) profil du poids volumique (kN/m³), (c) profil de Vp (m/s).

Figure III-73 : Carte bathymétrique montrant le contexte général de l'escarpement S2 sur la marge algérienne avec la localisation du système sédimentaire turbiditique d'Alger, des murs de sel, ainsi que des profils SAR 27 et 28 utilisés pour la description des glissements sur l'escarpement S2. Les ruptures des câbles observées lors du séisme de Boumerdès en mai 2003 sont marquées par des étoiles rouges.

Figure III-74 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S2 et la localisation de trois zones de détail.

Figure III-75 : Profil SAR 27 montrant un glissement sur l'escarpement S2 avec (a) image SAR brute et (b) image SAR interprétée.

Figure III-76 : Profil 3,5 kHz associé à l'image SAR 27 (figure III-75) montrant une coupe à travers la zone de glissement.

Figure III-77 : Image SAR (profil SAR 28 et profil 3,5 kHz associé) montrant un glissement sur l'escarpement S2 avec (a) image SAR brute, (b) interprétation et (c) profil 3,5 kHz associé à l'image SAR.

Figure III-78 : Image SAR (profil SAR 28) montrant deux zones de glissement sur les flancs d'un mur de sel avec (a) image SAR brute, (b) interprétation et (c) profil 3,5 kHz associé à l'image SAR.

Figure III-79 : Bloc-diagramme synthétisant les glissements mis en évidence sur l'escarpement S2 grâce à l'analyse des images SAR. Les glissements représentés ne sont pas à l'échelle (Schéma adapté pour la zone d'étude, d'après Prior et al., 1982).

Figure III-80 : Modèle de la désintégration initiale des sédiments montrant l'apparition de rides d'extension (traduit d'après Laberg et Vorren, 2000).

Figure III-81 : Carte bathymétrique du banc de Khayr al Din montrant la localisation des profils SAR (20 - 26) et les trois carottes sédimentaires MD04-2800, KMDJ 26 et KMDJ 27. A - profil sismique 6 traces MDJ 30 (d'après Domzig et al., 2006) ; B - profil CHIRP MDJ 29 montrant des pockmarks et le relief en rebord du Banc et C - profil CHIRP MDJ 04 montrant la localisation de la carotte MD04-2800.

Figure III-82 : Zoom dans la zone nord du banc de Khayr al Din avec (a) imagerie et bathymétrie de la zone et localisation du profil SAR 21 et (b) interprétation de la zone montrant différentes loupes d'arrachement, des thalwegs et des dépôts grossiers en pied de pente.

Figure III-83 : Image SAR 21 montrant la partie haute de la pente continentale au large du Banc de Khayr al Din avec (a) image SAR brute et (b) image SAR interprétée.

Figure III-84 : Carte bathymétrique de la partie Ouest du banc de Khayr al Din montrant la déstabilisation de la pente et la localisation des carottes KMDJ 26 et KMDJ 27 ainsi que du profil SAR 26.

Figure III-85 : Carotte KMDJ 26 avec (a) log synthétique, (b) mesures granulométriques (%), (c) poids volumique (kN/m^3), (d) vitesses V_p (m/s) et (e) cohésion non drainée (kPa).

Figure III-86 : Bloc diagramme montrant la présence de pockmarks et l'initiation des glissements en haut de la pente au Nord du banc de Khayr al Din.

Figure III-87 : Carotte MD04-2800 avec (a) log synthétique, (b) mesures du poids volumique (kN/m^3), (c) mesures V_p (m/s), (d) image rX de l'intervalle 11,72-12,42 m de profondeur et (e) interprétation de l'image rX.

Figure III-88 : Diagramme montrant l'estimation de la valeur moyenne de l'accélération horizontale en fonction de la Magnitude (M) d'un séisme et de la distance par rapport à l'épicentre du séisme (D) (Idriss, 1985 ; repris de Torres, 1995).

Figure III-89 : (a) Log synthétique de la carotte MD04-2799 montrant la localisation des essais triaxiaux cycliques (rectangles blancs) et (b) Diagramme FOS_L vs. Profondeur pour l'évaluation du potentiel de liquéfaction, suivant la méthode de Seed et al. (2001).

Figure III-90 : Résultats obtenus de la simulation numérique avec le programme *Cyclic 1D* avec (a) l'accélération horizontale ; (b) la surpression interstitielle et (c) la contrainte verticale effective calculée pour un PGA de 0,1 g et 0,2 g.

Figure III-91 : (a) Localisation de la zone d'étude située à l'ouest du site de la carotte MD04-2799 et (b) Projections sur la carte bathymétriques des surfaces de rupture les plus critiques issues de la modélisation *SAMU 3D* lors de l'application d'une charge statique (surface rouge) et sous une charge cyclique (surface bleu).

Figure 92 : Résultats issus de la modélisation *SAMU 3D* montrant la déformation ainsi que la profondeur de la surface critique de rupture.

Figure III-93 : Perspective 3D expliquant l'arrêt de la sédimentation gravitaire due au soulèvement tectonique de la zone.

Figure III-94 : Carte bathymétrique ombrée montrant la position des carottes ayant prélevé des turbidites.

Figure III-95 : Synthèse des glissements à partir d'observations de la morphologie, de faciès sismiques, de carottes sédimentaires et de profils SAR.

Figure III-96 : Schéma montrant la méthode de calcul du volume d'un glissement (d'après McAdoo et al., 2000).

Figure III-97 : Synthèse des paramètres caractérisant les 25 glissements étudiés avec (a) la profondeur d'eau d'initiation des glissements (m) ; (b) la distance totale du glissement (km) ; (c) la taille de la loupe d'arrachement le long de la pente (km) ; (d) la taille de la loupe d'arrachement à travers la pente (km) ; (e) la pente au niveau de la loupe d'arrachement (degrés) ; (f) les surfaces des 25 glissements (km^2) ; (g) les surfaces des 24 glissements (sans le glissement au large de Dellys) (km^2) ; (h) les volumes des 25 glissements (km^3) et (i) les volumes des 24 glissements (sans le glissement au large de Dellys) (km^3).

Figure III-98 : Diagrammes des différents paramètres morphologiques.

Figure III-99 : Schéma montrant la propagation des surfaces de rupture (d'après Torres, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Figure III-100 : Exemples de faciès sismiques montrant des instabilité gravitaires.

Figure III-101 : Bloc diagramme montrant la distribution des corps lenticulaires en pied de pente montrant leur récurrence au cours du temps.

Figure III-102 : Etat dans lequel certains câbles ont été trouvés.

Figure III-103 : Carte de la réflectivité (EM 300) montrant la localisation des ruptures de pentes, les panaches de sédiments arrivant du continent et les ruptures des câbles suite au séisme de Boumerdès, ainsi que les trajets possibles de courants de turbidité.

Partie IV

Figure IV-1 : (a) Cadre structural de la Vallée Inférieure du Var avec 1-Contact tectonique (la nappe de Nice) ; 2-la nappe de Baous ; 3-l'unité provençale autochtone ; 4-unité sub-Alpine de Baous ; 5-l'arc de Nice ; 6-surface de discordance pliocène ; 7-surface d'érosion messinienne ; 8-unconformité intra-Miocène ; 9-la plaine alluviale du Var ; 10-delta pliocène du Var ; 11-la brèche miocène de Carros et 12-la série de Vence ; (b) Profil longitudinal à travers la ria pliocène du Var, à l'actuel (modifié d'après Clauzon et al., 1982).

Figure IV-2 : Courbe montrant les fluctuations eustatiques pour la Baie des Anges (d'après Dubar, 1987 et Savoye et Piper, 1993b).

Figure IV-3 : Profil schématisé du delta du Var dans la Vallée du Var, d'après Dubar et Anthony (1995).

Figure IV-4 : Carte bathymétrique générale de la Mer Ligure montrant le système sédimentaire du Var (voir description dans le texte) et le bassin de drainage du fleuve Var. En rouge - profil longitudinal (figure IV-5) (SIG-Var, IFREMER) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-5 : Profil longitudinal du système sédimentaire du Var montrant les différentes valeurs du gradient de pente (voir commentaires dans le texte) (Projet TRIPOD, IFREMER).

Figure IV-6 : Carte bathymétrique ombrée à contours bathymétriques (20 m) montrant la morphologie du Delta sous-marin du Var (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-7 : Carte de contours bathymétrique montrant la localisation actuelle de l'embouchure du Var ainsi que des cours fossiles (d'après Sage, 1976) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-8 : (a) Plan de position des prélèvements et (b) Carte interprétative de la nature des fonds sous-marins (d'après Sage, 1976) (Lambert III).

Figure IV-9 : Photographies aériennes montrant la zone de l'aéroport de Nice (a) avant et (b) après la catastrophe du 16.10.1979 (source : journal "Nice matin" du 17.10.1979).

Figure IV-10 : Image montrant la localisation du trait de côte à différentes époques (compilation B. Savoye).

Figure IV-11 : Carte bathymétrique générale de la Baie des Anges montrant le trajet du courant turbiditique de 1979, les câbles de télécommunication (Gennessieux et al., 1980) qui passent dans la zone, les estimations des vitesses du courant (Mulder et al., 1997). Zone bleu = rides des galets mis en évidence à partir de données SAR et zone verte - dépôts grossiers à partir de l'interprétation de l'imagerie EM 12 (SIG Var, IFREMER). Zoom : carte montrant la distribution du niveau de sable et des évidences d'érosion à partir de carottages et l'interprétation des profils Boomer (d'après Piper et Savoye, 1993) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-12 : (a) Zonation géotechnique de la Baie des Anges (d'après Cochonat et al., 1993) et (b) Carte synthétique du risque d'instabilité dans la Baie des Anges (d'après Mulder, 1992) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-13 : Résultats de la modélisation numérique : (a) vues 3D de la bathymétrie et du glissement (en blanc) et (b) instantanés associés aux mouvements de la surface de l'eau après le glissement (Assiez-Rzadkiewicz et al., 2000).

Figure IV-14 : Résultats de modélisation numérique : (a) vues 3D de la bathymétrie et du glissement (en blanc) et (b) instantanés associés aux mouvements de la surface de l'eau après le glissement (Assiez-Rzadkiewicz et al., 2000).

Figure IV-15 : Carte de contours bathymétriques (contour tous les 20 m), (a) avant 1979 et (b) après le glissement de 1979. A - la loupe d'arrachement ; B - plateau continental resté intact lors du glissement de 1979 (Bourillet et al., 1992) (Lambert III).

Figure IV-16 : Carte de contours montrant l'épaisseur de sédiment impliqué dans le glissement de 1979 (maximum 55 m) (Lambert III).

Figure IV-17 : Carte bathymétrique (contour à 50 m) montrant la localisation des plongées en submersible (Escyanice, Same, Monicya) et des profils SAR (Same) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-18 : Escyanice 06 (a) Fond bioturbé ; (b) Des petits sillons entaillent une strate horizontale indiquant que ces dépôts sont « en place » ; (c) Niveau de poudingues observé en pied de pente ; (d) Loupe d'arrachement et sillons dans la zone glissée montrant que l'aspect ancien de l'événement ; (e) Les blocs de marnes ; (f) Câble en pied de pente.

Figure IV-19 : Profils SAR 865202 (voir figure IV-17 pour localisation) réalisé le long du thalweg situé le plus à l'ouest. (a) profil SAR brut, (b) profil 3.5 kHz associé au profil SAR et (c) profil SAR interprété. L'interprétation du profil SAR montre de nombreux thalwegs descendants la pente ainsi que des escarpements.

Figure IV-20 : SAME, plongée 60 montrant (a) blocs sur un affleurement conglomératique ; (b) affleurement conglomératique ; (c) bloc jaunâtre probablement du calcaire enfoui à la base et présentant des dépôts de vase et de petits galets ; (d) Eboulis de blocs de calcaire provenant des remblais du nouveau port.

Figure IV-21 : Profils SAR 5502 (voir figure IV-17 pour localisation) a été réalisé le long du 3^{ème} thalweg qui descend directement de l'aéroport avec (a) profil SAR non interprété, (b) profil 3.5 kHz du profil SAR, (c) zoom dans une zone affectée par des glissements et (d) zoom dans la partie aval montrant les rides de galets.

Figure IV-22 : Escyanice – plongée 13 (a) fond à galets de la bordure du canyon du Var ; (b) champ de ripple-marks irréguliers, à crêtes sigmoïdes ; (c) flanc d'un massif chaotique de blocs de vase de 20-40 cm de diamètre ; (d) blocs de vase de différentes tailles, fragmentés, sur une pente instable ; (e) blocs de vase éclatés et partiellement désagrégés ; (f) éboulis de vase et de galets.

Figure IV-23 : Monicya, plongée 75 montrant (a) le surcreusement et l'accumulation de blocs de remblais et déchets anthropiques ; (b) déstabilisation de dépôts vaseux.

Figure IV-24 : Profils SAR 7601 (voir figure IV-17 pour localisation) réalisé le long du thalweg arrivant directement de la zone d'effondrement de 1979. (a) profil SAR brute, (b) zoom dans la partie amont du profil montrant l'incision d'un thalweg, (c) zoom SAR et profil 3.5 kHz montrant la partie aval du profil.

Figure IV-25 : Escyanice, plongée 08 montrant (a) bloc anguleux ; (b) champ de galets ; (c) champ de ripple-marks irréguliers, à crêtes sigmoïdes ; (d) champ de ripple-marks et accumulation des galets dans le fond du canyon.

Figure IV-26 : Synthèse des figures sédimentaires et des différents types de faciès sédimentaires (dunes des galets, blocs rocheux, etc...) à partir des plongées et des images SAR (SIG-Var IFREMER) (Mercator, WGS 1984).

Figure IV-27 : (a) Carte bathymétrique montrant la localisation de la boîte de sismique 3D THR (IMANICE, 2000) ainsi que la localisation des carottes sédimentaires issues des campagnes GMO 1 (KGMO-03, KGMO-04, KGMO-05 et KGMO-06) et Géosciences II (MD01-2468G, MD01-2469G, MD01-2470 et , MD01-2471) (Lambert III) ; (b) profil sismique THR montant la localisation de la carotte MD01-2469G et (c) profil sismique THR montant la localisation de la carotte MD01-2470.

Figure IV-28 : Carte isopaque de l'unité U1 mise en évidence à partir de données sismiques très haute résolution superposée aux contours bathymétriques de la zone du glissement de 1979 (source, Delandsheer, 2001) (Lambert III).

Figure IV-29 : Logs synthétiques des carottes collectées à proximité du glissement de 1979 : (a) au sud de la zone de glissement : MD01-2470, MD01-2471, KGMO-03 et KGMO-06 et (b) au nord de la zone de glissement : MD01-2468G, MD01-2469G, KGMO-04 et KGMO-05.

Figure IV-30 : Description et mesures réalisées sur les carottes I-KENV2-01 et II-KENV2-02 avec (a) la photographie, (b) le log synthétique, (c) les courbes de granulométrie, (d) mesure du poids volumique et (e) mesures de V_p .

Figure IV-31 : Les différents types de faciès sédimentaires décrits sur les carottes de la zone de Nice.

Figure IV-32 : Graphiques illustrant les caractéristiques géotechniques comme la cohésion non drainée (S_u), la sensibilité ($S_u/S_{u_{rés}}$) et le rapport S_u/σ'_v pour (a) MD01-2470, MD01-2471, GMO-03 et GMO-06 et (b) MD01-2468G, MD01-2469G, GMO-04 et GMO-05 (Sultan et al., 2004) .

Figure IV-33 : Graphiques (a) cohésion non drainée (S_u) ; (b) sensibilité (St) et (c) S_u/σ'_v pour les carottes MD01-2470, MD01-2471, KENV2-01 et KENV2-02.

Figure IV-34 : Les résultats des essais oedométriques : (a) KENV2-01 à 0.14 m, (b) KENV2-01 à 0.60 m, (c) KENV2-01 à 1.37 m et (a) KENV2-02 à 0.91 m.

Figure IV-35 : Carte bathymétrique montrant la localisation des mesures in-situ pénétrométriques (Sols Essais, 1994).

Figure IV-36 : Résultats du test pénétrométrique PZ 15 (a) la résistance de pointe corrigée (q_t), (b) la pression interstitielle (u), (c) le frottement latéral (f_s) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

Figure IV-37 : Résultats du test pénétrométrique PZ 14 (a) la résistance de pointe corrigée (q_t), (b) la pression interstitielle (u), (c) le frottement latéral (f_s) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

Figure IV-38 : Résultats du test pénétrométrique PZ 11 (a) la résistance de pointe corrigée (q_t), (b) la pression interstitielle (u), (c) le frottement latéral (f_s) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

Figure IV-39 : Résultats du test pénétrométrique PZ 6 (a) la résistance de la pointe corrigée (q_t), (b) la pression interstitielle (u), (c) le frottement latéral (f_s) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

Figure IV-40 : Coupe géologique au niveau de la plateforme aéroportuaire de Nice montrant la localisation du site PZ 11 et des carottes sédimentaires KENV2-01 et MD01-2470.

Figure IV-41 : (a) Cartes des contours bathymétriques avant et après l'événement de 1979 montrant le changement de la bathymétrie et la localisation des carottes ENVAR2 : (a) selon la direction NW-SE et (b) selon la direction ENE-WSW.

Figure IV-42 : Maillage et conditions aux limites selon la direction a) *ENE-WSW* et b) *NW-SE* pour le cas où la construction de l'aéroport n'est pas prise en compte (1^{er} scénario).

Figure IV-43 : Diagramme FOS vs déplacement pour (a) la direction ENE-WSW avant et après la construction du nouveau port et (b) la direction NW-SE avant et après la construction du nouveau port.

Figure IV-44 : Résultats des modélisation selon la direction ENE-WSW : 1) avant la construction du nouveau port (a) la surface de charge pour FOS = 1.8 ; (b) le déplacement horizontal pour un FOS = 1.8 ; 1) avec la surcharge du nouveau port (a) la surface de charge pour FOS = 1.8 ; (b) le déplacement horizontal pour un FOS = 1.8.

Figure IV-45 : Résultats des modélisations selon la direction NW-SE : (1) avant la construction du nouveau port avec (a) la surface de charge pour FOS = 1.45, (b) le déplacement horizontal pour FOS=1.45 et (2) avec la charge du nouveau port avec (a) la surface de charge pour FOS = 1.3 et (b) le déplacement horizontal pour FOS=1.3.

Figure IV-46 : Résultats des modélisation selon la direction NW-SE, hypothèse de Seed avec (a) la surface de charge (f) et (b) le déplacement horizontal pour FOS = 1.25.

Figure IV-47 : (a) L'influence de l'intensité de la déformation sous le fluage (d'après Singh et Mitchell, 1968); (b) Modèle idéalisé de la rupture due au fluage (d'après Hunter and Khalili, 2000).

Figure IV-48: (a) Déviateur des contraintes (q) avant et après la construction sur la plateforme de l'aéroport le long de la surface de glissement de 1979 et (b) Déviateur des contraintes vs déformation le long de la surface de glissement de 1979.

Figure IV- 49 : Résultats du modèle de fluage pour la direction NW-SE : (a) FOS vs. déplacement (mm) (FOS=1); (b) surface de charge pour FOS=1(zone jaune - déformation plastique) et (c) déplacement horizontal (m) pour FOS =1.

Figure IV-50 : Résultats essai triaxial cyclique de l'échantillon S4-1 ($\sigma'_{3c} = 40$ kPa et $\Delta q / \sigma'_{3c} = 0.23$) (d'après Sultan et al., 2004).

Figure IV-51 : CRR en fonction du nombre de cycles nécessaires pour atteindre la liquéfaction (d'après Sultan et al., 2004).

Figure IV-52 : (a) Diagramme de la contrainte de cisaillement induite par un séisme de PGA équivalant à 0.5 ; 1 et 1.5 m/s²; (b) évaluation du FOS_L pour différents PGA (0.5 ; 1 et 1.5 m/s²) (d'après Sultan et al., 2004).

Figure IV-53 : Diagramme de l'accélération horizontale vs le temps enregistré lors du séisme de 25.02.2001.

Figure IV-54 : Résultats du modèle Cyclic 1D montrant les différents paramètres suite à un séisme de 0.25 g et 0.15 g : (a) l'accélération horizontale (m/s²) ; (b) surpression interstitielle (kPa) et (c) contrainte verticale effective induite par le séisme (kPa).

Figure IV-55 : Schémas montrant le scénario expliquant la rupture de 1979: (a) La perméabilité du depot de sable représente un conduit d'eau douce qui peut induire l'augmentation de la sensibilité de la couche adjacente d'argile; (b) La surcharge de remblais peut générer une diminution de la résistance au cisaillement de l'argile ; (c) L'infiltration d'eaux douces dues aux pluies peut induire une augmentation de la pression interstitielle qui s'accompagne d'une baisse de la contrainte effective qui peut conduire à la rupture.

Conclusion Générale

Figure 1 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 1 montrant deux zones de glissement et la position des points de mesure pénétrométriques, piézométriques, de carottages ainsi que les profils chirp.

Figure 2 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 2 montrant les zones de glissement à investiguer et la position des points de mesure pénétrométrique et de carottages.

Figure 3 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 3 montrant la zone de glissement et la position des points de mesure pénétrométriques et de carottages.

Figure 4 : Carte bathymétrique ombrée de la zone source du glissement de 1979 montrant la localisation du piézomètre en novembre 2006 (Sultan, 2006).

Figure 5 : Carte bathymétrique ombrée de la zone source du glissement de 1979 montrant la localisation de plongées PENFELD, de mesures piézométriques et de carottes sédimentaires (Sultan, 2006).

LISTE DES TABLEAUX

Partie I

Tableau I-1 : Classification des sols en fonction de la taille des grains

Tableau I-2 : Causes d'initiation des glissements gravitaires (Traduit d'après Hampton et al., 1996). Les processus en gras sont plus significatifs.

Partie II

Tableau II-1: Les carottages disponibles pour la zone d'Alger. La localisation des carottages est illustrée dans la figure II-2.

Tableau II-2: Les carottages disponibles pour la zone de Nice.

Tableau II-3 : Plongées réalisées sur la pente continentale, au large de Nice afin d'investiguer la zone du glissement de 1979.

Tableau II-4 : Caractéristiques des essais cycliques réalisés sur la carotte PRISMA (MD04-2799).

Tableau II-5: Caractéristiques des essais cycliques disponibles pour la zone de Nice (Sultan et al., 2004 et Sols Essais, 1994).

Partie III

Tableau III-1 : Valeurs caractérisant les trois principaux oueds dans la zone d'étude.

Tableau III-2: Séismicité de la zone d'Alger enregistrée entre 1900 et 2005 (sources: EMSC/CSEM; Benouar, 1993; Mokrane et al., 1994; ISC, Harbi et al., 2004).

Tableau III-3 : Valeurs moyennes des PGA (g) calculées pour la zone d'Alger (d'après Palaez et al., 2003).

Tableau III-4 : Chronologie des ruptures de câbles enregistrées lors du séisme de Boumerdès.

Tableau III-5 : Caractérisation de la rupture à partir de 5 différentes études.

Tableau III-6 : Classification des écho-faciès sur la base des profils sismiques CHIRP. Chaque écho-faciès est interprété en terme de dépôt sédimentaire. On note aussi la récupération des carottes sédimentaires dans certains écho-faciès afin de valider leur interprétation.

Tableau III-7 : Résultats des datations ^{14}C réalisées sur la carotte KMDJ 02 (Giresse et al., soumis).

Tableau III-8 : Carottes sédimentaires collectées sur la pente continentale et en pied de pente au large de Dellys.

Tableau III-9 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 01 (Giresse et al., soumis) (Age réservoir -400 ans).

Tableau III-10 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 12 (Age réservoir -400 ans).

Tableau III-11 : Résultats OCR issus de tests de consédimentation réalisés sur la carotte KMDJ 13 à 65, 145 et 240 cm de profondeur.

Tableau III-12 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 14 (Age réservoir -400 ans).

Tableau III-13 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments des carottes MD04-2799 et KMDJ 16 (Age réservoir -400 ans).

Tableau III-14 : Résultats des essais oedométriques réalisés sur la carotte MD04-2799, où σ'_p est la pression de préconsédimentation, σ'_v est la contrainte effective verticale et OCR (Over Consédimentation Ratio) est le degré de consédimentation.

Tableau III-15 : Carotte MD04-2799 : paramètres utilisés pour les tests triaxiaux cycliques où σ'_{3c} est la contrainte effective de confinement et $\Delta q/\sigma'_{3c}$ est le déviateur de contrainte normalisé par la contrainte effective de confinement.

Tableau III-16 : Résultats des datations ^{14}C réalisées sur la carotte KMDJ 04 (Giresse et al., soumis) et MD04-2798 (ce travail) (Age réservoir est de -400 ans).

Tableau III-17 : Résultat de la datation C14 réalisée sur la carotte MD04-2800 (Age réservoir -400 ans).

Tableau III-18: Propriétés géotechniques de chaque couche utilisées pour la modélisation numérique avec le programme *Cyclic 1D* ; AS - argile silteuse ; γ - poids volumique ; Su - cohésion non drainée ; φ' - angle de frottement interne ; Vs - vitesse des ondes de cisaillement.

Tableau III-19 : Propriétés géotechniques des couches sédimentaires utilisées pour la modélisation numérique *SAMU 3D* avec AS - argile silteuse ; γ - poids volumique ; Su - cohésion non drainée ; φ' - angle de frottement interne. L'accélération horizontale est obtenue grâce à la simulation *Cyclic 1D*.

Tableau III-20 : Nombre des séquences turbiditiques comptées sur chaque carotte sédimentaire.

Tableau III-21 : Synthèse des caractéristiques des 25 glissements observés dans la zone d'étude.

Tableau III-22 : Valeurs moyennes des glissements décrits sur la marge algérienne et les glissements au niveau des fiords norvégiens et de la marge est-canadienne (d'après Hühnerbach et Masson, 2004).

Partie IV

Tableau IV-1 : Estimation de la position des ruptures de câbles (modifié d'après Hugot, 2000). Les distances sont estimées par rapport à la zone source du glissement de 1979.

Tableau IV-2 : Résultats des essais de consolidation en terme de pressions de consolidation

Tableau IV-3 : Estimation de la profondeur originale du sédiment

Tableau IV-4 : Paramètres géotechniques utilisés pour la modélisation *Femuslope*.

Tableau IV-5 : Synthèse de résultats issus des modélisations numériques ;

Tableau IV-6 : Données extraites de la base de données SIRENE (BRGM, EDF, IPSN) (modifié d'après Rohais, 2002).

Tableau IV-7 : Paramètres utilisés pour la modélisation numérique avec le programme CYCLIC 1D.

Conclusion Générale

Tableau 1 : Comparaison de deux zones d'étude afin de montrer leurs principales caractéristiques et faits à retenir.

*REMERCIEMENTS**

Ce n'est pas tant l'aide de nos amis qui nous aide que notre confiance dans cette aide.

[Epicure]

Dans la vie, les hommes sont tributaires les uns des autres. Il y a donc toujours quelqu'un à maudire ou à remercier.

[Madeleine Ferron]

Un conseil est comme un remède qui est d'autant meilleur qu'il est plus amer.

[Proverbe serbe]

Un arbre s'appuie sur les arbres, un homme sur les hommes.

[Proverbe serbe]

Să fii om e o datorie, să fii înțelept e o calitate, să ai un talent e un "dar", să fii inteligent e o binecuvîntare, să fii cult e un țel, dar dintre toate recunoștința ne face umani.

[Anonyme]

* voir Annexe 4

INTRODUCTION

1. Problématique

De nombreux types d'instabilités gravitaires ont pu être décrits sur presque toutes les marges continentales. L'intérêt de la communauté scientifique pour l'étude de ces instabilités s'est intensifiée au moment où, les grands industriels pétroliers se sont intéressés aux dommages que ces glissements pouvaient causer aux infrastructures situées au large et aux pipe-lines déposés sur le fond. Il est bien connu qu'un glissement peut se transformer en écoulement turbiditique, au cours du temps et de son évolution, générant ainsi de vraies avalanches sous-marines. La présence des câbles téléphoniques sur le chemin des avalanches sous-marines représente aussi un problème majeur, car par leur puissance, elles peuvent sectionner les câbles et parfois les transporter sur des distances importantes. Dans de nombreux cas, les glissements ont généré des tsunamis, qui représentent un vrai danger pour les constructions et les populations vivant dans les zones côtières.

La compréhension des processus gravitaires est nécessaire afin d'évaluer les risques naturels qui peuvent être générés par ces processus. Aujourd'hui, il ne suffit plus de se contenter de l'observation et de la cartographie des instabilités sédimentaires. Il est primordial de comprendre les mécanismes et les facteurs déclenchants des glissements, mais aussi d'évaluer les risques futurs d'instabilité et de déformation sédimentaire.

Le travail présenté dans le cadre de ce mémoire, a été réalisé au sein du Laboratoire Environnements Sédimentaire de l'IFREMER, et a été financé par le programme européen EURODOM (European Deep Ocean Margin). Dans la nouvelle structure de l'IFREMER, cette étude fait partie du Thème 5 - Programme 2, projet P3 intitulé "Vallées sous-marines - Processus gravitaires et Risques Naturels", mais aussi du projet MARADJA soutenu par l'ACI "Risques Naturels", et du projet ANR "ISIS"

2. Zones d'étude et objectifs

Ce travail de recherche concerne deux zones différentes d'étude : 1) un secteur de la marge algérienne et 2) la zone aéroportuaire de la ville de Nice (**figure 1**).

Marge Algérienne : zone au large des villes Tipaza-Alger-Boumerdès-Dellys

La marge algérienne est une région active, affectée par de nombreux séismes du fait de la convergence de deux plaques tectoniques. Le 21 mai 2003, un séisme important a eu lieu au large de la ville d'Alger. Le tremblement de terre a eu des conséquences dévastatrices : environ 2300 morts, 11000 blessés, 200 000 personnes restées sans abris et des dégâts matériels importants à terre et en mer.

La campagne MARADJA (2003) a eu lieu 3 mois après cet événement, et elle a été suivie par 2 autres campagnes (PRISMA, 2004 et MARADJA 2, 2005). Le travail qui sera présenté dans ce mémoire est axé sur la zone affectée par le tremblement de terre de mai 2003 (**figure 1**).

Les objectifs principaux de l'étude de la marge algérienne, zone d'Alger, sont les suivants :

- La caractérisation morpho-sédimentaire de la zone,

- La cartographie des instabilités et des dépôts gravitaires,
- La caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments,
- L'identification des mécanismes responsables de l'initiation des instabilités observées dans la zone d'étude,
- L'évaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude.

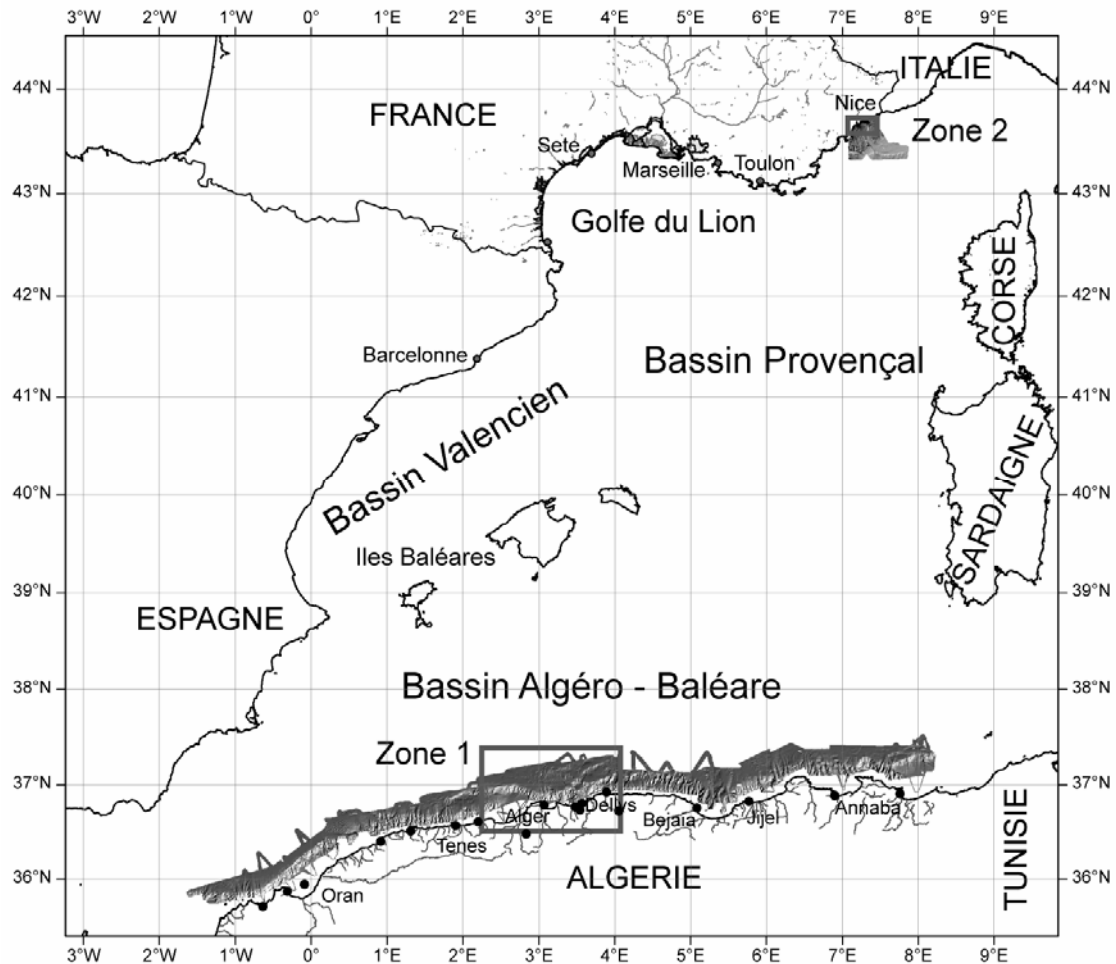


Figure 1 : Localisation des zones d'études dans le bassin de la Méditerranée Occidentale : Zone 1 - marge algérienne et Zone 2 - zone aéroportuaire de Nice.

La zone aéroportuaire de la ville de Nice

Le 16 Octobre 1979, un important glissement sous-marin s'est produit au large de Nice, entraînant la disparition en mer d'une partie de la nouvelle construction liée à l'agrandissement de l'aéroport de Nice. En même temps que le glissement, un tsunami de 2 à 3 m de hauteur, a touché la côte niçoise. Le volume initial de matériel impliqué dans l'effondrement de l'aéroport a été estimé à $8.7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Le glissement initial, s'est transformé dans un premier temps en débris flow, générant ensuite un courant de turbidité capable de couper 2 câbles téléphonique situés à environ 80 et 110 km de distance de la source du glissement.

Le travail actuel concerne l'étude de stabilité de la plateforme aéroportuaire de Nice, et plus précisément l'identification des facteurs déclencheurs du glissement de 1979. Les principaux objectifs du travail sont les suivants :

- Caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments sur la base de nouvelles données disponibles (carottages dans la loupe de glissement de 1979, mesures pénétrométriques in-situ au niveau de la côte niçoise),
- Analyse de la stabilité de la pente sous différents facteurs afin de comprendre le rôle de la charge des remblais sur la stabilité de la pente et de déterminer les facteurs déclenchants responsables de la catastrophe de 1979,
- Evaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude sous une charge cyclique.

3. Méthode

Ce travail utilise deux approches différentes : la géologie et la géotechnique appliquée. Nous disposons pour chaque zone d'étude d'une couverture bathymétrique, des prélèvements des sédiments, d'images haute résolution SAR, des profils sismiques, des mesures in-situ. Dans le but d'évaluer la stabilité de la pente, des différents modèles numériques de calculs ont été utilisés.

4. Organisation du mémoire

Le mémoire de thèse comprend quatre parties :

La **Partie I** concerne la présentation des notions de géotechniques, suivi par la description des principaux types d'instabilités sédimentaires rencontrées sur les marges continentales et des principaux facteurs responsables des instabilités observées sur les pentes continentales.

La **Partie II** présente les données utilisées, les mesures réalisées sur les sédiments, ainsi que les différents modèles numériques utilisés dans le cadre de ce travail.

La **Partie III** concerne la marge algérienne. Le travail s'est concentré sur l'étude de la zone située au large de la ville d'Alger où, en mai 2003, le séisme dit de Boumerdès a eu lieu. Nous commençons par la description générale de la marge algérienne, suivi par la présentation des résultats issus de ce travail sous la forme de deux articles scientifiques et d'une présentation détaillée des glissements rencontrés dans la zone d'étude. Cette partie se termine par une discussion.

La **Partie IV** est dédiée à la deuxième zone d'étude, la pente niçoise et plus précisément l'événement de 1979. Nous allons voir dans un premier temps, la présentation géologique de la zone ainsi que les faits observés et relatés lors du glissement de 1979. On continuera avec la présentation des données et les résultats de l'évaluation de la stabilité de la pente. La discussion liée à ce travail sera présentée à la fin de cette partie.

Une synthèse générale des résultats issus de ce travail, ainsi que les perspectives de travaux à réaliser dans le but d'améliorer la compréhension de processus gravitaires et les causes des instabilités serait présentée.

PARTIE I : STABILITE DES PENTES EN MILIEU SOUS – MARIN
(Synthèse bibliographique)

Les marges continentales sont affectées par de nombreux processus gravitaires (glissements, courant de turbidité, etc.). Nous allons chercher à comprendre quels sont les facteurs qui aident à l'initiation et aussi au déclenchement de ces instabilités. Ce chapitre sera dédié, tout d'abord, à la présentation de quelques notions de géotechnique, suivi par la description des principaux types d'instabilités sédimentaires rencontrées sur les marges continentales. Nous allons ensuite décrire les principaux facteurs responsables des instabilités observées sur les pentes continentales et finir par une discussion sur les méthodes de calcul de la stabilité d'une pente.

SOMMAIRE

Chapitre 1. Notions de géotechnique.....	9
Chapitre 2. Les écoulements gravitaires et les types de dépôts associés.....	18
Chapitre 3. Facteurs contrôlant l'instabilité.....	31
Chapitre 4. Méthodes d'évaluation de la stabilité des pentes.....	37

Chapitre 1. Notions de géotechnique

Ce chapitre se justifie par le fait qu'il convient de définir quelques notions de géotechnique. Les propriétés mécaniques des sédiments, comme entre autres la contrainte maximale que le sédiment aie subi au cours de son histoire ("contrainte de préconsédimentation"), sont importantes dans la compréhension de l'histoire géologique des dépôts sédimentaires. Il est donc nécessaire, que le lecteur se familiarise avec des termes géotechniques car ils seront repris dans la deuxième partie du manuscrit lors de la description de essais géotechniques réalisées sur les sédiments ainsi que tout au long du manuscrit lors de la description et de l'interprétation des résultats.

1.1. Le sédiment

Le sédiment, en mécanique des sédiments, est considéré comme un mélange d'éléments sédimentides, constituant le squelette du sédiment (grains minéraux), d'eau pouvant circuler entre les particules, et d'air ou de gaz. Les grains d'un sédiment sont soumis à des forces d'attraction intergranulaires diverses : des forces électriques, des forces de Van der Waals, etc...; l'influence de ces forces étant d'autant plus grande que la taille de grains est petite. Lorsqu'un sédiment a l'apparence d'un sédimentide et ne se désagrège pas sous l'effet de la pesanteur ou d'autres forces appliquées, on dit qu'il présente de la *cohésion*. En se basant sur cette affirmation on peut définir deux types de sédiments : sédiment *grenu* et sédiment *fin*. La classification des sédiments en fonction de la taille de grains, présente les classes suivantes (**tableau I-1**):

SOLS GRENUS				SOLS FINS	
Cailloux	Graviers	Sable grossier	Sable fin	Limon	Argile
	20 mm	2 mm	0,2 mm	20 µm	2 µm

Tableau I-1 : Classification des sédiments en fonction de la taille des grains.

La limite de 20 µm est assez arbitraire. On peut considérer que :

- les sédiments *grenus* sont ceux pour lesquels les caractéristiques géotechniques sont déterminées par les forces de volume ou de pesanteur (Ex : le sable). Les propriétés des sédiments grenus dépendent de la taille des grains (car les grains créent des vides plus ou moins grands) et de l'état de *compacité* (état lâche ou serré du squelette).
- les sédiments *fins* sont plutôt caractérisés par les forces qui s'exercent entre les particules (Ex : les argiles). Le comportement d'un sédiment fin est avant tout fonction de sa minéralogie, de sa teneur en eau et de sa structure, c'est-à-dire de la manière dont les particules sont orientées les unes par rapport aux autres.

1.2. Contraintes dans les sédiments

La notion de contrainte pour un sédimentide est une notion fictive qui définit l'ensemble des forces externes qui s'exercent sur ce sédimentide. La **figure I-1** présente le cas d'un sédimentide quelconque coupé par un plan fictif **P** qui délimite deux parties : I et II. Sur la surface de coupure (**S**), la partie II exerce des forces sur la partie I. Sur la surface de coupure **S** on définit un point **M** et une petite portion de surface δS qui entoure le point **M**. La force exercée par la partie II sur cette petite surface (δs) est $\delta \vec{F}$. On appelle contrainte au point **M**, sur la surface δS , le vecteur :

$$\vec{f} = \frac{\delta \vec{F}}{\delta S} \quad [1]$$

Ce vecteur \vec{f} est généralement oblique par rapport à la facette sur laquelle il agit ; il a une composante normale à la facette **S**, contrainte normale (σ) et une composante située dans le plan même de la facette, (τ), appelée contrainte tangentielle (Frey, 2000). En mécanique des sédiments,

à l'inverse de la mécanique des milieux continus, on admet que l'on est en compression quand $\sigma > 0$ et en extension lors que $\sigma < 0$.

Chaque point est caractérisé par trois plans privilégiés pour lesquels la contrainte est uniquement normale ($\tau = 0$). Ces plans sont nommés *plans principaux*, leurs directions normales sont nommées *directions principales* et les contraintes correspondantes, *contraintes principales* ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$).

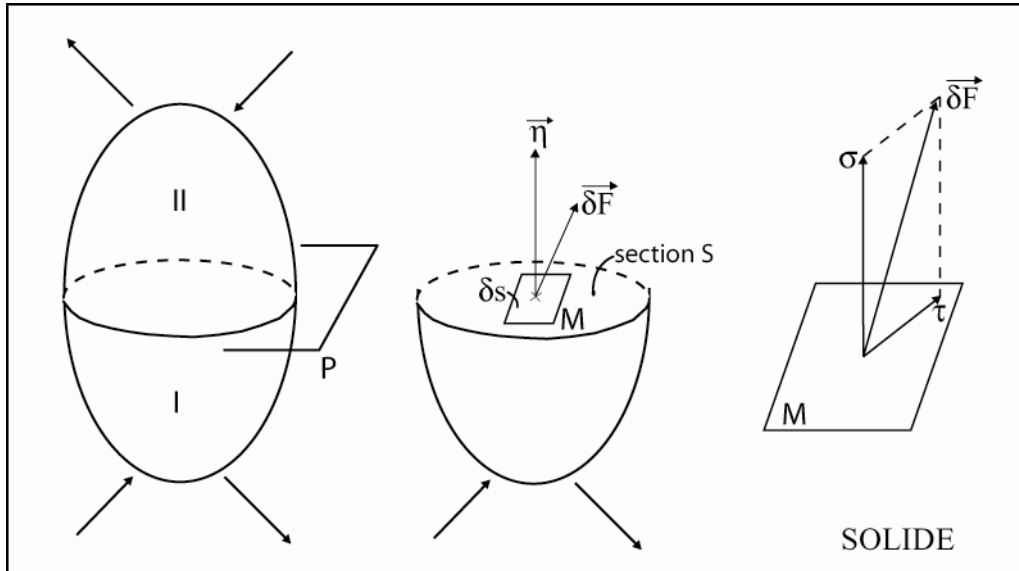


Figure I-1 : Notion des contraintes (d'après Schlosser, 2003).

Pour comprendre la distribution des contraintes, prenons l'exemple d'un sédiment saturé. Dans un sédiment saturé, les contraintes se répartissent entre le squelette sédimentide et l'eau. Une analogie

peut être faite entre le sédiment saturé et le cas d'une barre de métal enserrant une barre de caoutchouc (**figure I-2**). La force de compression F se répartit entre la force compressive F_1 dans le caoutchouc et une force de compression F_2 , dans le métal. La seule différence entre cet exemple et un sédiment saturé est le fait que le squelette sédimentide et l'eau sont plus intimement mélangés.

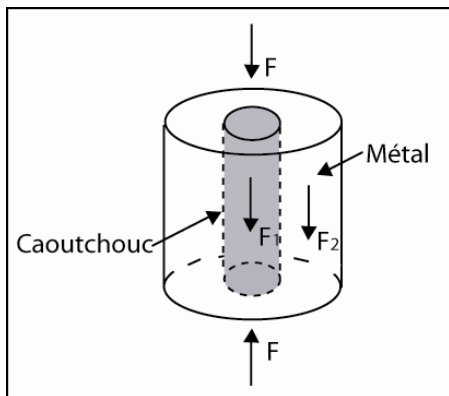


Figure I-2: Exemple de la répartition des contraintes (d'après Schlosser, 2003).

Dans un liquide à l'équilibre, les contraintes exercées sont toujours normales et se réduisent à la pression de l'eau appelée *pression interstitielle* et notée u . Dans le squelette sédimentide, s'exerce une contrainte normale σ' et une contrainte tangentielle τ' appelées *contraintes effectives*.

La contrainte totale est définie par la relation de Terzaghi comme:

$$\sigma = \sigma' + u \quad [2]$$

$$\tau = \tau' \quad [3]$$

où: u est la pression interstitielle ; σ' et τ' = contraintes effectives ; σ et τ = contraintes totales

1.3. Lois de comportement

La théorie des milieux continus montre que pour déterminer l'état des contraintes et de déformation dans un sédiment soumis à des forces extérieures, il est nécessaire de définir des relations mathématiques traduisant le comportement des matériaux, c'est à dire la réponse au chargement. On appelle ces relations : les *lois de comportement*. Historiquement, l'étude des lois de comportement s'est limitée à l'élasticité, représentée par la loi de Hooke, à la plasticité avec les exemples des critères de Von Mises, Tresca et Mohr-Coulomb, et à la viscosité caractérisée dans le cas linéaire par la loi de Newton (Darve, 2002). Les modèles analogiques des comportements sont présentés dans la **figure I-3**.

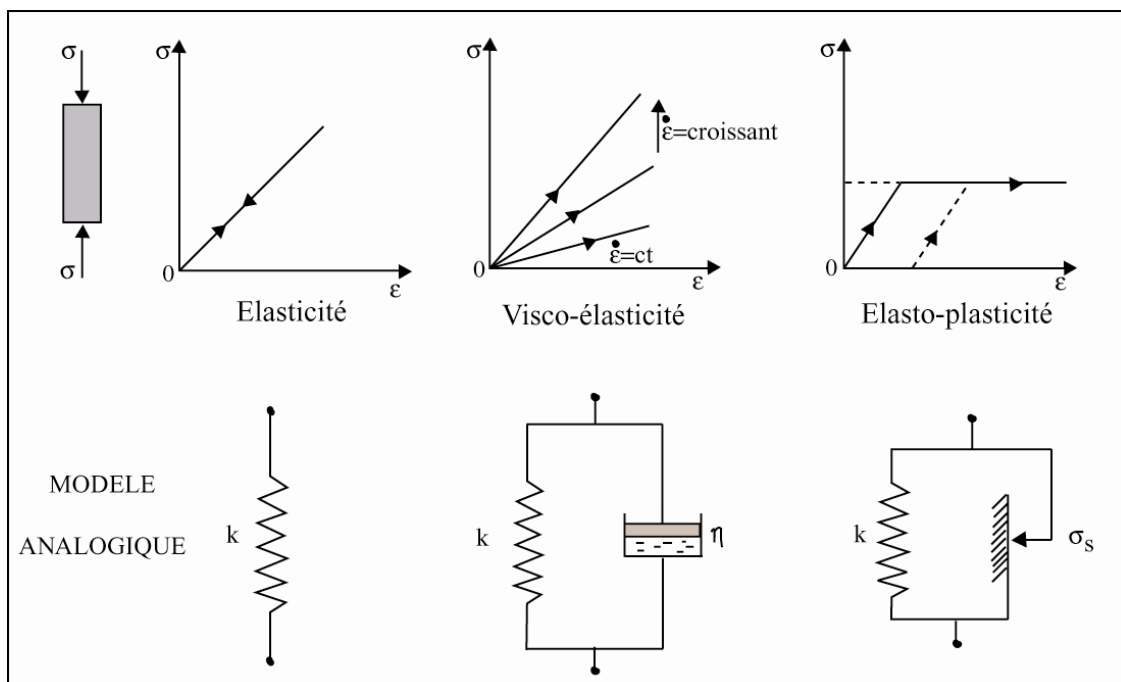


Figure I-3: Représentation des relations contrainte - déformation avec des exemples analogique (d'après Schlosser, 2003).

Application des lois de comportement aux sédiments. Dans les sédiments saturés, il est important de distinguer le **comportement du liquide interstitiel** et le **comportement du squelette sédimentide**.

- Le comportement de l'eau

Le comportement de l'eau dans un sédiment saturé soumis à des contraintes peut se manifester par l'évacuation ou la non évacuation du sédiment. L'évacuation de l'eau d'un sédiment dépend beaucoup du type de sédiment. Par exemple, dans le cas d'un sédiment fin les petits vides entre les grains ainsi que l'eau absorbée font que la viscosité est très importante, il faudra alors, un temps très long pour que l'eau s'évacue. La réaction de l'eau dans un sédiment définit deux types de comportement :

(a) le comportement à **court terme** est appelé aussi “ **non drainé** “. On considère que l’eau ne s’est pas évacuée, à cause de sa viscosité. La charge est donc supportée par l’eau et par le squelette sédimentide.

(b) le comportement à **long terme** dit “**drainé** “. On considère que la pression de l’eau s’est dissipée et donc que la charge est supportée uniquement par le squelette sédimentide.

- Le comportement du squelette sédimentide

Le développement d’une loi de comportement pour le squelette sédimentide repose à la fois sur les schémas théoriques de la mécanique des milieux continus (élasticité, plasticité, viscosité et leurs combinaisons) et en même temps sur les résultats en laboratoire et in-situ (Darve, 2002).

Lors d’un essai de cisaillement simple, le volume d’un sédiment peut varier. La variation de volume peut être positive ou négative en fonction de la structure initiale du squelette. Lors du cisaillement, on a tout d’abord une déformation de la structure qui évolue progressivement jusqu’à la destruction de la structure. La **figure I-4** montre la déformation d’un sédiment grenu en cisaillement simple avec un *réenchevêtrement* ($\Delta v/v < 0$) dans le cas d’un sédiment **lâche**, et un *desenchevêtrement* ($\Delta v/v > 0$) dans le cas d’un sédiment **serré**.

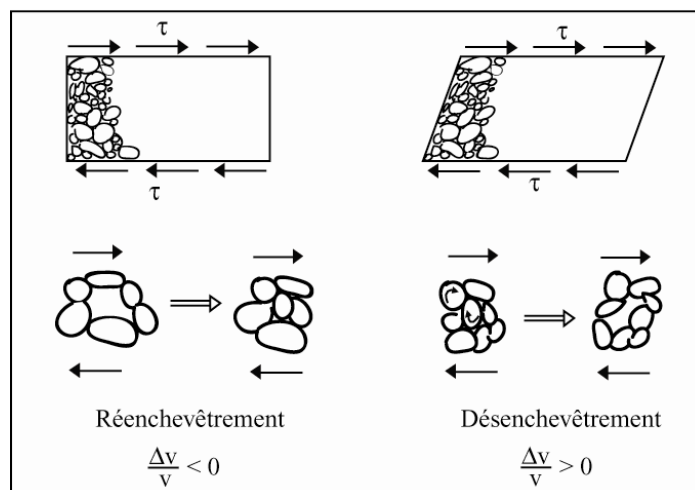


Figure I-4 : Le phénomène de dilatance (d’après Schlosser, 2003).

Différent types d’essais de laboratoire ont été développés afin de caractériser le comportement mécanique d’un sédiment sous divers types de sédimentlicitations. La **figure I-5** montre les quatre types d’essais généralement utilisés et le type de déformation associée en fonction de la sédimentlicitation appliquée.

Plusieurs essais de laboratoire ont été réalisés dans le cadre de ce travail afin de caractériser les propriétés mécaniques des sédiments. Les types de mesures et tests seront décrits dans la deuxième partie du manuscrit “Données et Méthodologie”.

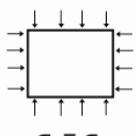
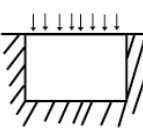
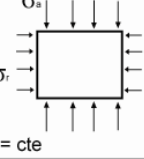
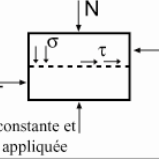



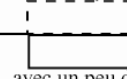
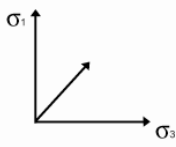
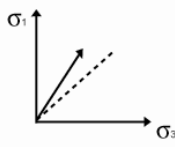
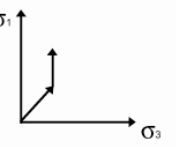
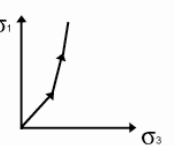
ESSAI	Compression isotrope	Compression oedométrique	Compression triaxiale	Cisaillement direct
Etat de contrainte	 $\sigma_1 = \sigma_3$		 $\sigma_1 = \text{cte}$	 N constante et T appliquée
Type de déformation	Volumétrique 	Essentiellement volumétrique avec distorsion 	Distorsion et variation de volume 	Essentiellement distorsion avec un peu de variation de volume 
Chemin des contraintes principales				
APPAREIL	Appareil triaxial	Oedomètre	Appareil triaxial	Boite de cisaillement

Figure I-5 : Principaux types d'essais en laboratoire (modifié d'après Schlosser, 2003).

1.4. Tassement et consédimentation

La consédimentation est le phénomène caractérisé par la réduction de volume d'une couche de sédiment saturé sous l'action d'une contrainte normale. Généralement, on parle de **tassement** de sédiments grenus et de **consédimentation** pour les sédiments fins. Le phénomène de tassement/consédimentation dépend de l'état de compressibilité des sédiments, c'est-à-dire de leur capacité de diminuer de volume. Dans les sédiments saturés, la compressibilité est fonction de la compressibilité du squelette sédimentaire et de l'évacuation de l'eau contenue dans les vides. Il est important de pouvoir déterminer l'état de consédimentation des sédiments afin de comprendre l'histoire du dépôt des sédiments.

Tassement des sédiments grenus

La déformation des sédiments grenus est importante lors de l'application de charges. Le tassement est donc instantané. Les déformations se manifestent par :

- Un réenchevêtrement des grains qui provoque une diminution de l'indice des vides, dès l'application de la contrainte verticale
- Une déformation des grains eux-mêmes sous l'action des forces qui s'exercent aux points de contact, lorsque la contrainte verticale augmente.

La consédimentation des sédiments fins

Nous avons vu jusqu'ici que lors de l'application d'une contrainte verticale, le sédiment a tendance à se déformer, à changer de volume. Dans le cas des sédiments fins saturés, l'eau ne s'évacue pas immédiatement, en raison de la faible perméabilité. Dans un premier temps, il n'y a pas de variation de volume, car la déformation se manifeste par l'apparition d'une surpression de l'eau interstitielle Δu .

Afin de mieux comprendre le phénomène, nous allons illustrer la consédimentation par une analogie mécanique (**figure I-6**). Le sédiment est schématisé sous la forme d'un cylindre rempli d'eau, muni d'un piston et d'un ressort. Le ressort représente le squelette sédimentide et l'eau représente l'eau interstitielle. Le piston comprend un robinet qui permettra à l'eau de s'évacuer, et qui représente le coefficient de perméabilité du sédiment. Lorsqu'on applique une charge de 20 N en ayant le robinet fermé, rien ne se passe, le piston ne bouge pas. A ce moment-là, toute la charge de 20 N est supportée par l'eau (création d'une surpression, Δu) et non par le piston (phase 1). En ouvrant le robinet (phase 2) et du fait de la surpression créée, l'eau commence à s'écouler, il y a drainage et le piston commence à s'enfoncer (phase 3). La charge commence progressivement à être reportée sur le piston et lorsque le piston s'arrête (phase 4), la charge totale de 20 N est supportée par le piston ($\Delta u = 0$). Dans la nature, la perméabilité du sédiment joue un rôle important, car plus la perméabilité est faible, plus le temps de consédimentation est important.

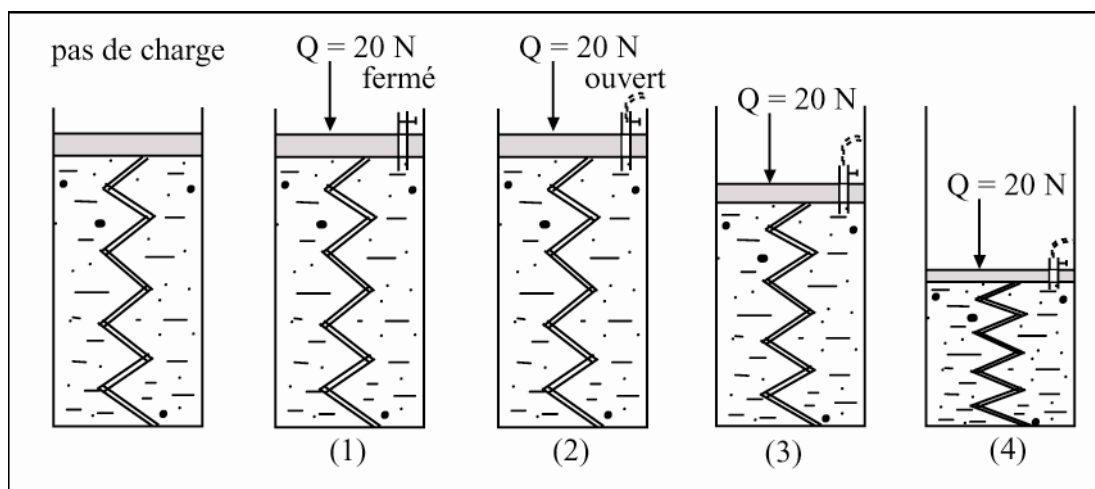


Figure I-6 : Schéma illustrant une analogie mécanique pour la consédimentation des sédiments fins (d'après Schlosser, 2003).

L'essai de laboratoire utilisé pour déterminer l'état de consédimentation d'un sédiment est l'essai oedométrique. Ce type d'essai a été utilisé pour la caractérisation de l'état de consédimentation des sédiments à différentes profondeurs dans les carottes sédimentaires et il est détaillé dans la deuxième partie du manuscrit "Données et Méthodologie".

1.5. Définition de la rupture

La rupture d'un sédiment est définie à partir de l'observation de la courbe effort déformation (τ , ε) obtenue à partir des essais de déformation. La **figure I-7** montre les deux allures des courbes que l'on peut retrouver dans le diagramme effort déformation : (1) la présence d'un maximum et (2) une forme continuellement croissante.

Pour la première courbe (τ vs. ε) qui présente un maximum (radoucissement), on considère qu'il y a rupture lorsque le maximum est atteint. Par contre, pour le deuxième type de courbe (écrouissage), la rupture est définie de manière plus arbitraire, on admet qu'il y a rupture lorsqu'on a atteint un certain pourcentage de déformation.

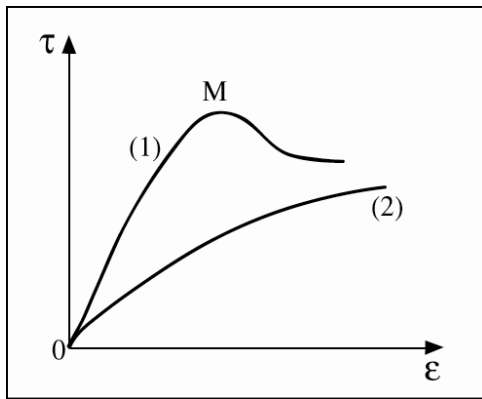


Figure I-7 : Diagramme $\tau - \varepsilon$ montrant les deux allures des courbes.

Dans le diagramme de Mohr (τ, σ) il est possible de représenter le critère de rupture, par la *courbe intrinsèque*. Pour déterminer la courbe intrinsèque des sédiments, on utilise plusieurs types d'essais de laboratoire comme la boîte de cisaillement et l'appareil triaxial. Sans décrire le fonctionnement de ces deux types d'appareils, nous allons voir l'allure de la courbe intrinsèque d'un sédiment grenu et celle d'un sédiment fin.

La résistance au cisaillement des sédiments grenus (figure I-8a)

La courbe intrinsèque d'un sédiment grenu saturé est une droite donnée par le critère de Mohr-Coulomb suivant (figure I-8a):

$$\tau = \sigma' \cdot \operatorname{tg} \varphi' \quad [4]$$

où τ est la contrainte de cisaillement, σ' est la contrainte effective et φ' représente l'angle de frottement interne effectif.

La valeur de l'angle de frottement interne est la même que le sable soit sec ou saturé, car le frottement entre les grains n'est pas modifié par la présence de l'eau et parce que la perméabilité est suffisamment grande pour qu'aucune pression interstitielle ne puisse s'y développer (sauf cas des séismes, chargements rapides).

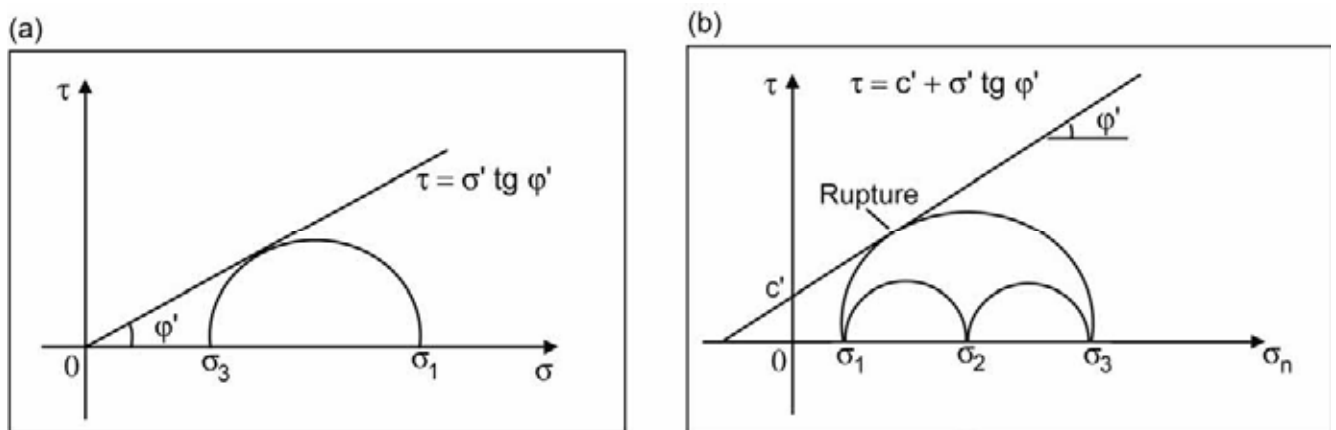


Figure I-8 : Représentation du cercle de Mohr pour définir la courbe intrinsèque pour (a) un sédiment grenu et (b) un sédiment fin.

La résistance au cisaillement des sédiments fins (figure I-8b)

Le calcul de stabilité en un point donné fait intervenir le critère de rupture Mohr-Coulomb :

$$\tau = c' + \sigma' . \text{tg}\varphi' \quad [5]$$

où τ est la contrainte de cisaillement, c' est la cohésion drainée, σ' est la contrainte effective et φ' représente l'angle de frottement interne.

Dans le cas des sédiments fins saturés, la courbe intrinsèque (**figure I-8b**) correspond au comportement du squelette sous l'effet des contraintes effectives. L'équation 7 donne les caractéristiques de cisaillement dans un comportement à long terme (cas drainé). Le comportement à court terme (non drainé) d'un sédiment fin est caractérisé par l'équation :

$$\tau = S_u \quad [6]$$

où S_u est la cohésion non drainée et donc la rupture est caractérisée par le critère de Mohr-Coulomb qui prend en compte la contrainte totale :

$$\tau = c' + (\sigma - u) . \text{tg}\varphi' \quad [7]$$

Chapitre 2 : Les instabilités gravitaires rencontrées sur les pentes continentales

Les pentes continentales sous-marines couvrent une surface importante de la planète, qui a été estimée entre 10 et 15 % de la surface totale (Nardin et al., 1979). Les pentes continentales constituent des voies de transfert de sédiments du continent vers le bassin profond. Le transfert de sédiments est réalisé pour l'essentiel par des processus gravitaires. Ce chapitre concerne la description de différents types d'instabilités gravitaires ainsi que les dépôts associés.

Trois grands groupes de phénomènes sédimentaires interviennent en domaine sous-marin (**figure I-9**, d'après Stow, 1986) :

1. Les processus de resédimentation ;
2. Les courants de fond ;
3. Les courants superficiels avec décantation pélagique.

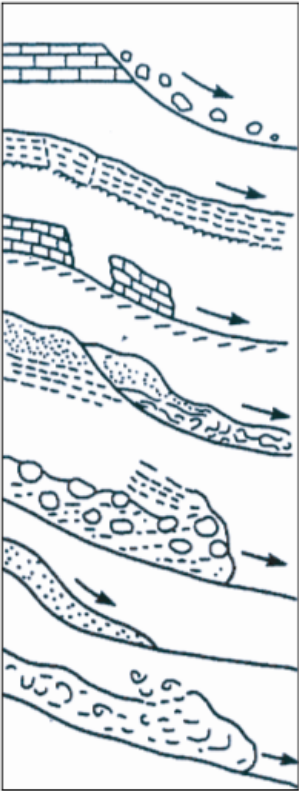
PROCESSUS	CARACTERISTIQUES	DEPOTS
<u><i>Resédimentation</i></u>		
Chute de blocs		Eboulis
Reptation		Creeping (fluage)
Glissement translationnel		Slide
Glissement circulaire rotationnel		Slump
Coulée de débris		Débrite (debris flow)
Ecoulement granulaire liquéfié		Dépôt gravitaire
Courant de turbidité		Turbidite

Figure I-9 : Les trois groupes de processus en milieu marin profond (traduit d'après Stow, 1986).

Les processus de resédimentation comprennent tous les processus qui déplacent sous la force de la gravité des sédiments d'une eau peu profonde vers une eau plus profonde. Nous nous intéressons par la suite aux processus de resédimentation que nous appelons, **processus gravitaires**. La littérature sur les processus gravitaires est très importante et montre combien ces processus sont différents et variés en ce qui concerne leurs origines et les relations avec les dépôts sédimentaires qu'ils engendrent.

La **figure I-10** (Stow et Mayall, 2000) présente les différents types de processus de transport et de dépôt en milieu marin afin d'illustrer les apports sédimentaires et les processus de sédimentation.

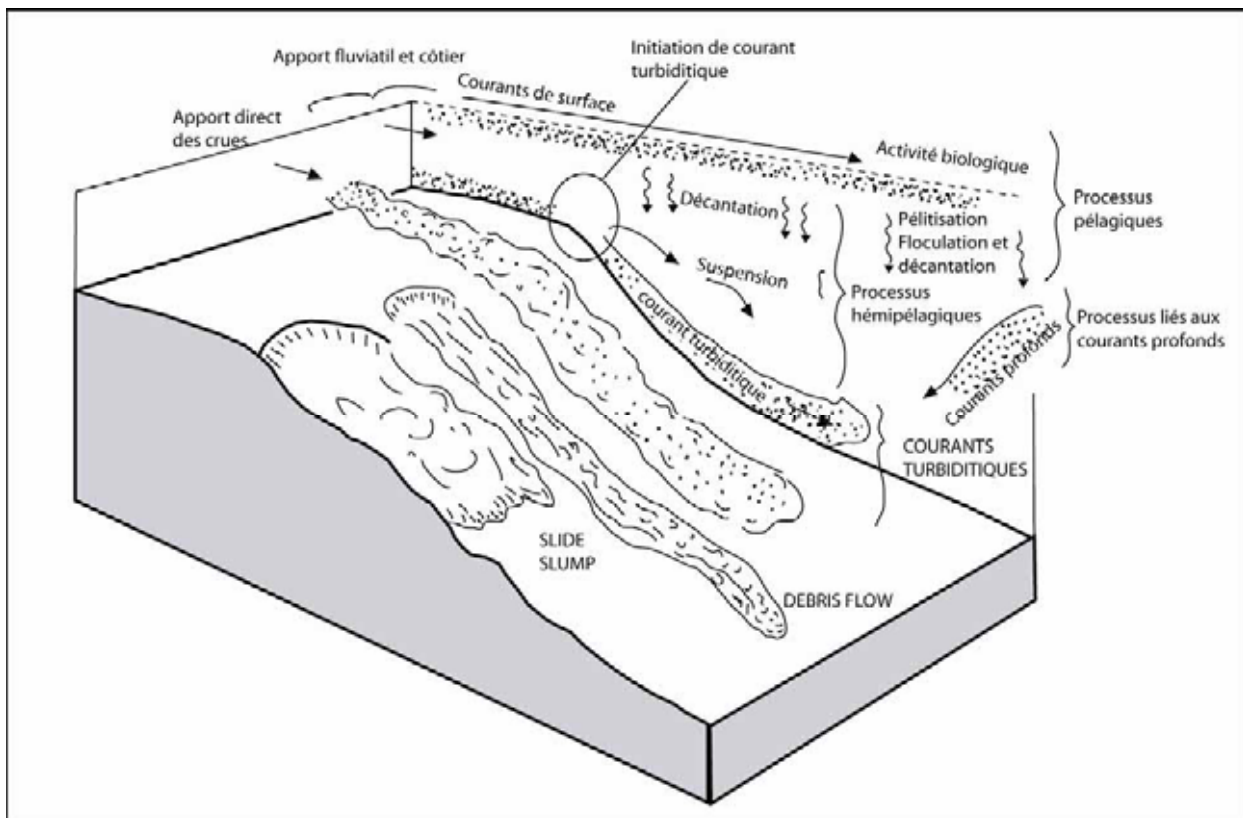


Figure I-10 : Diagramme illustrant les différents processus de transport et dépôt en milieu marin profond (traduit et modifié d'après Stow et Mayall, 2000).

2.1. La classification des processus gravitaires

Les processus gravitaires sont étudiés sous différents aspects : des expériences en laboratoire, des simulations numériques et des analyses des dépôts résultants, ce qui permet de réaliser une classification. La classification des processus gravitaires peut prendre en compte différents caractéristiques étroitement liés, comme :

- Le comportement mécanique : la rhéologie du matériel transporté (Nardin et al., 1979 ; Mulder et Cochonat, 1996 ; Shanmugan, 2000)

- Comportement élastique : les mouvements en masse (*mass-flows*), les glissements de terrain (*slides*) ;
- Comportement plastique : les coulées de débris (*débris-flows*) ;
- Comportement visqueux : les courants gravitaires, incluant les écoulements granulaires (*grain-flows*), les écoulements liquéfiés (*liquefied-flows*), les écoulements fluidisés (*fluidized-flows*) et les courants turbiditiques (*turbidity currents*).

- La cohésion ou non cohésion des matériaux impliqués. Nous avons vu précédemment que les matériaux peuvent être non cohésifs (Ex : sable, gravier) ou cohésifs (Ex : argile, boue). Le type des matériaux impliqués va influencer le type de mouvement et de comportement. Par exemple, les sédiments boueux ont plus tendance au glissement qu'à l'éboulement. Par contre, un écoulement sableux (non cohésif) sera influencé par les forces de collision entre les grains, et en général cet

écoulement ira moins loin qu'un écoulement boueux (cohésif). Cependant dans un milieu naturel, les écoulements sont très complexes et ont parfois un comportement mixte : granulaire - cohésif.

- Les mécanismes de support des sédiments. L'écoulement, qui est formé d'un mélange eau-sédiment, continue son chemin tant que la contrainte de cisaillement générée par le mouvement est supérieure à la résistance de frottement de l'écoulement et aussi, tant que la chute des grains ou des clastes est empêchée par un des mécanismes de support (Pickering et al., 1989). Parmi les mécanismes caractérisant le support des sédiments, on compte :

- la turbulence du fluide,
- la pression de dispersion produite par les collisions entre les grains,
- les forces de friction et la cohésion entre particules en mouvement, ou rigidité de la matrice,
- la flottabilité des clastes induite par la densité de la matrice.

Les classifications existantes prennent en compte les différentes caractéristiques des écoulements, d'où la variabilité de la terminologie et la définition des écoulements gravitaires. Nous allons présenter les principaux types de processus gravitaires.

2.2.Principaux types de processus gravitaires

2.2.1. Les glissements en masse

Le processus de glissement définit la mise en mouvement d'une masse de sédiment sur un plan de cisaillement basal. La structure interne de la masse de sédiment est peu ou pas du tout déformée. En fonction de la nature et de l'intensité de la déformation qui affecte le matériel mobilisé, nous pouvons différencier trois catégories des glissements en masse : les glissements sensu stricto ou les *slides* (glissements translationnels), les *slumps* (glissements rotationnels) et le fluage (*creeping*). La différence entre un glissement translationnel (*slides*) et un glissement rotationnel est représentée par la géométrie de la surface de rupture qui sera plate pour les glissements s. s. et courbe pour les *slumps*.

Les *slides* s'initient par l'apparition d'une fracture de cisaillement le long des plans de cisaillements discrets. Le volume de sédiments impliqués peut être considérable, allant jusqu'à 300 km³ d'après Stow (1986). La déformation interne de la masse glissée est très faible. La **figure I-11** présente un schéma idéalisé d'un *slide* initié dans un matériel normalement consolidé et montre les différents types de déformation qui peuvent affecter la masse glissée. Parmi ces structures de déformation on peut compter de la tête vers la queue, les suivantes :

- des failles et des fentes d'extension initiées dans la partie amont de la masse glissée
- des microfailles et des plis qui affectent la masse de sédiment mise en mouvement
- des failles (rides) de pression qui apparaissent à l'avant de la masse glissée

Les *slumps*, quant à eux, représentent des mouvements en masse d'importants volumes de sédiments, suivant des fractures de cisaillement et accompagnés d'une déformation interne (rotation). La déformation se manifeste par des structures extensives (fente de tension, faille normale) à l'arrière, et par des structures compressives (faille inverse, pli) à l'avant (**figure I-12**).

La partie centrale, peut préserver plus ou moins la structure initiale. La distance parcourue est pour les *slumps* plus importante par rapport à celle parcourue par les slides.

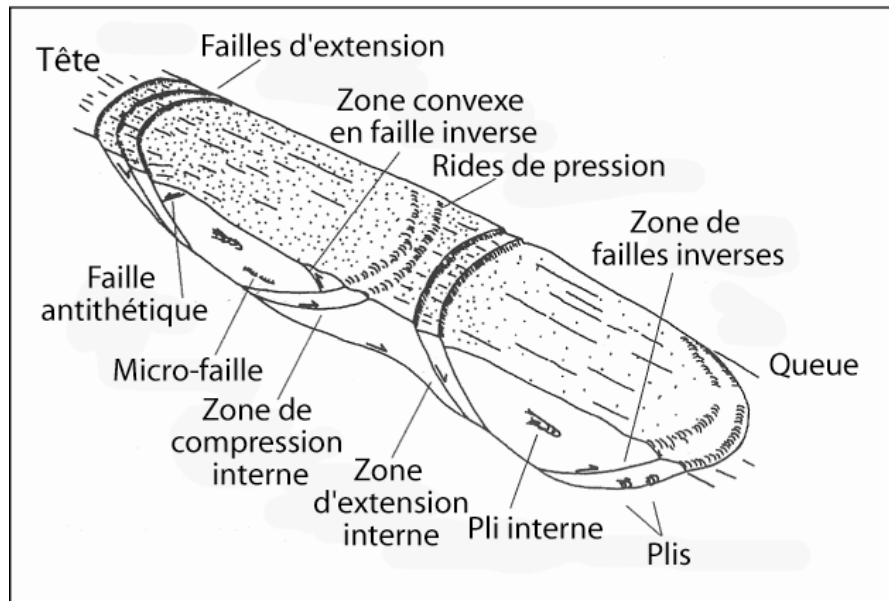


Figure I-11 : Schéma d'un slide montrant les différentes structures de déformation dans un sédiment normalement consolidé (traduit d'après Martinsen, 1989).

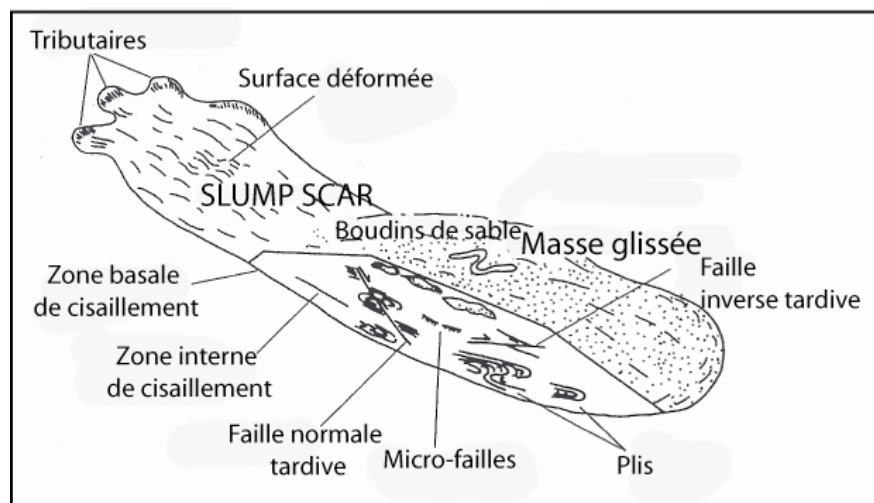


Figure I-12 : Modèle idéalisé d'un slump montrant la variété et la distribution de différentes structures de déformation interne (traduit d'après Martinsen, 1989).

Le fluage du sédiment (*creeping*) est un processus de déformation à long terme. Le phénomène peut s'initier sur des pentes modérées à faibles. La déformation des couches sédimentaires apparaît le long d'une zone de décollement due à la contrainte induite par la charge de la colonne sédimentaire. La déformation s'effectue à charge constante et à faible vitesse, par réorganisation des liaisons électrochimiques entre les particules et par variation de la pression interstitielle (Stow et al., 1996 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Caractérisation de paramètres d'un glissement

Après l'identification d'un glissement nous allons essayer de décrire et quantifier certains paramètres qui caractérisent le glissement. La **figure I-13** présente l'exemple d'un glissement et les paramètres que l'on peut quantifier :

- la hauteur du glissement (de la loupe d'arrachement),
- la surface et le volume du glissement,
- la distance parcourue,
- l'épaisseur du dépôt gravitaire.

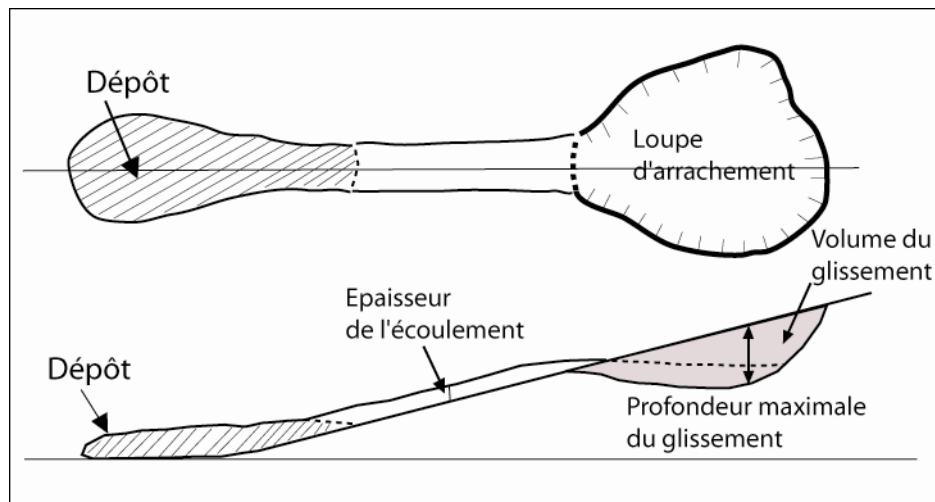


Figure I-13 : Définition de paramètres d'un glissement (Edgers et Karlsrud, 1982)

Le calcul de la hauteur moyenne du glissement ou de la taille de la cicatrice d'arrachement est assez facile par rapport au volume des sédiments mobilisés. D'après Canals et al. (2004), il existe quatre manières de calculer le volume d'un glissement:

- La première méthode de calcul consiste à créer une bathymétrie pré-glissement dans la zone d'arrachement. Pour y arriver, il faut avoir une loupe d'arrachement bien définie, sans d'autres objets à l'intérieur.
- La deuxième approche est de calculer le volume des sédiments déposés, ce qui implique de connaître l'épaisseur total du dépôt et son extension latérale. Pour bien contraindre l'épaisseur du dépôt gravitaire, il est nécessaire d'établir un modèle de vitesse de compression (V_p), ce qui n'est pas toujours possible.
- Une troisième méthode consiste à établir la limite inférieure du dépôt, correspondant à la bathymétrie avant dépôt, et en suite, calculer le volume déposé au-dessus. Cette méthode n'est pas très utilisée, car il faut avoir une bonne résédimentation bathymétrique dans la zone, et de ne pas supposer une surface plane.
- La quatrième méthode de calcul consiste à comparer la bathymétrie avant et après le glissement. Cette méthode peut être appliquée dans les zones où l'on dispose de cartes bathymétriques de la même résédimentation avant et après l'événement.

Lors de la description morphologique des glissements dans les deux zones d'étude, les différentes méthodes de calcul seront appliquées en fonction du type de glissement et de données disponibles.

2.2.2. Les coulées de débris

Les coulées de débris, *débris-flows*, sont caractérisées par la présence de fragments de taille variable (sable, gravier, bloc), qui sont maintenus en suspension par une matrice souvent cohésive (argile et silt). L'écoulement se déplace sous l'action de la gravité même sur des pentes faibles ($> 0.5^\circ$). Le déplacement de l'écoulement est favorisé par une relative imperméabilité de la matrice par rapport à l'eau qui, en limitant sa dilution, maintient sa densité et donc sa capacité de transport (Stow et al., 1996). Un lit d'eau peut se mettre en place à la base de la coulée de débris ; on parle alors de phénomène d'hydroplaning (Mohrig et al., 1998), qui diminue le frottement basal et le pouvoir érosif de la coulée.

Au moment où les contraintes basales de cisaillement diminuent, la coulée s'arrête très rapidement et se fige (*freezing*) (Middleton et Hampton, 1973 ; Stow, 1992). Du fait de ce dépôt en masse, une coulée de débris se présente sous une forme massive, chaotique, avec une répartition aléatoire des éléments grossiers au sein de la matrice (Middleton et Hampton, 1973). Seule la partie basale peut conserver des imbrications ou un granoclassement inverse, du fait du cisaillement existant durant le déplacement de l'écoulement (Middleton et Hampton, 1973).

2.2.3. Les écoulements granulaires

Les écoulements granulaires, *grain-flows*, représentent des mélanges viscoplastiques de grains non cohésifs, où la pression dispersive et les interactions entre les grains assurent la dispersion des grains et engendrent la mobilité du mélange. L'initiation de ce processus gravitaire se produit uniquement dans un matériel non cohésif (sable, silt). La présence d'une pente forte ($> 18^\circ$, Middleton et Hampton, 1973) est nécessaire pour que l'écoulement puisse s'autoentretenir. Dès que la pente diminue, l'énergie potentielle et cinétique de l'écoulement devient inférieure à l'énergie dissipée par les frottements, et donc l'écoulement s'arrête (Lowe, 1976).

La sédimentation de l'écoulement granulaire se fait "en masse". Le dépôt est massif et présente des limites franches. Il peut présenter un granoclassement inverse à la base et des figures d'échappement des fluides (Middleton et Hampton, 1973).

2.2.4. Les écoulements liquéfiés

Les écoulements liquéfiés, *liquefied flow*, sont caractérisés par le fait que les particules non cohésives (sable, silt) sont maintenues en suspension par la surpression dû au fluide interstitiel. La diminution de la résistance effective du matériel granulaire réduit alors la friction interne du sédiment (Mulder et Alexander, 2001). S'il y a un mélange homogène sédiment - eau, on parle d'écoulement liquéfié. La liquéfaction est un phénomène spontané. L'écoulement est possible tant que la surpression interstitielle reste supérieure à la pression hydrostatique. La dissipation de la surpression interstitielle se réalise de la base vers le sommet de l'écoulement ("freezing upward" ; Middleton et Hampton, 1973).

Ce type d'écoulement se présente sous la forme de dépôts silteux ou sableux, massifs et homogènes. Les dépôts peuvent présenter des figures d'échappements de fluide ("dishes structures" et "dykes" ; Nardin et al., 1979).

2.2.5. Les courants de turbidité

Le courant de turbidité représente un courant de densité ou un courant gravitaire (Simpson, 1982), dans lequel la turbulence du fluide maintient la dispersion de grains. La concentration des sédiments dans le fluide permet de définir des courants de turbidité de : (1) basse densité et (2) haute densité (Middleton et Hampton, 1973 ; Nardin et al., 1979 ; Lowe, 1982 ; Mulder et Cochonat, 1996). La concentration des particules au sein de l'écoulement est variable, mais reste inférieure à 9 % du volume total (**limite de Bagnold**) (Bagnold, 1962). Le transport peut s'effectuer sur des grandes distances, car l'écoulement a la capacité de s'entretenir en trouvant un équilibre dynamique (Bagnold, 1962 ; Middleton et Hampton, 1973). La différence entre l'énergie que l'écoulement dépense avec l'action des forces de frottement et l'énergie cinétique qu'il gagne lors du trajet sur la pente, influence la durée de l'écoulement (Stow, 1996).

Dès 1962, Bouma propose le modèle d'une séquence type de turbidite, connu sous le nom de "séquence de Bouma", à partir des observations réalisées sur la formation des "Grès d'Annot" (bassin SE de la France). La séquence-type est composée de 5 intervalles avec, de la base au sommet, les termes Ta, Tb, Tc, Td et Te (Bouma, 1962) (**figure I-14a**) :

- Ta : intervalle à sable massif, pouvant contenir des graviers ou des galets ;
- Tb : intervalle inférieur à laminations parallèles, composé par des laminations de sables fins et de sables très fins à faible teneur en argiles ;
- Tc : intervalle à rides de courant qui contient du sable très fin et silt à stratifications obliques, des structures convolutées et un granoclassement normal ;
- Td : intervalle supérieur à laminations parallèles, composé par une alternance de lamines de sable très fin ou de silts ou de lamines argileuses ;
- Te : intervalle pélitique, composé de sédiments très fins (argiles), peu structurés, avec un léger granoclassement normal.

L'intégralité de la séquence de Bouma n'est pas toujours observée. Elle est tronquée soit de ses termes supérieurs soit de ses termes inférieurs. Bouma (1962) avait associé l'évolution verticale des termes, de *a* à *e*, à l'évolution au cours du temps de la capacité de transport et de la vitesse du courant de turbidité. Sanders (1965) montre que le dépôt de la séquence de Bouma est réalisé par deux processus différents : (1) le passage d'un "lit coulant de grains" est responsable du terme *a* et (2) le passage d'un courant turbulent est à l'origine des termes de *b* à *e* (**figure I-14b**).

Schématiquement, un courant de turbidité comprend, longitudinalement trois régions : la tête, le corps et la queue (Middleton et Hampton, 1973) et verticalement souvent deux parties : une partie basale dense ayant une vitesse plus importante et une concentration en sédiment plus forte que la partie supérieure formée d'un panache de fluide turbulent (Middleton et Hampton, 1973 ; Postma et al., 1988). En se basant sur une étude statistique concernant différentes caractéristiques des faciès sédimentaires (épaisseur des bancs, granulométrie, figures d'érosion, contacts, etc) dans différents

bassins, Walker (1967) met en évidence l'évolution des faciès entre les dépôts proximaux et les dépôts distaux (**figure I-14c**).

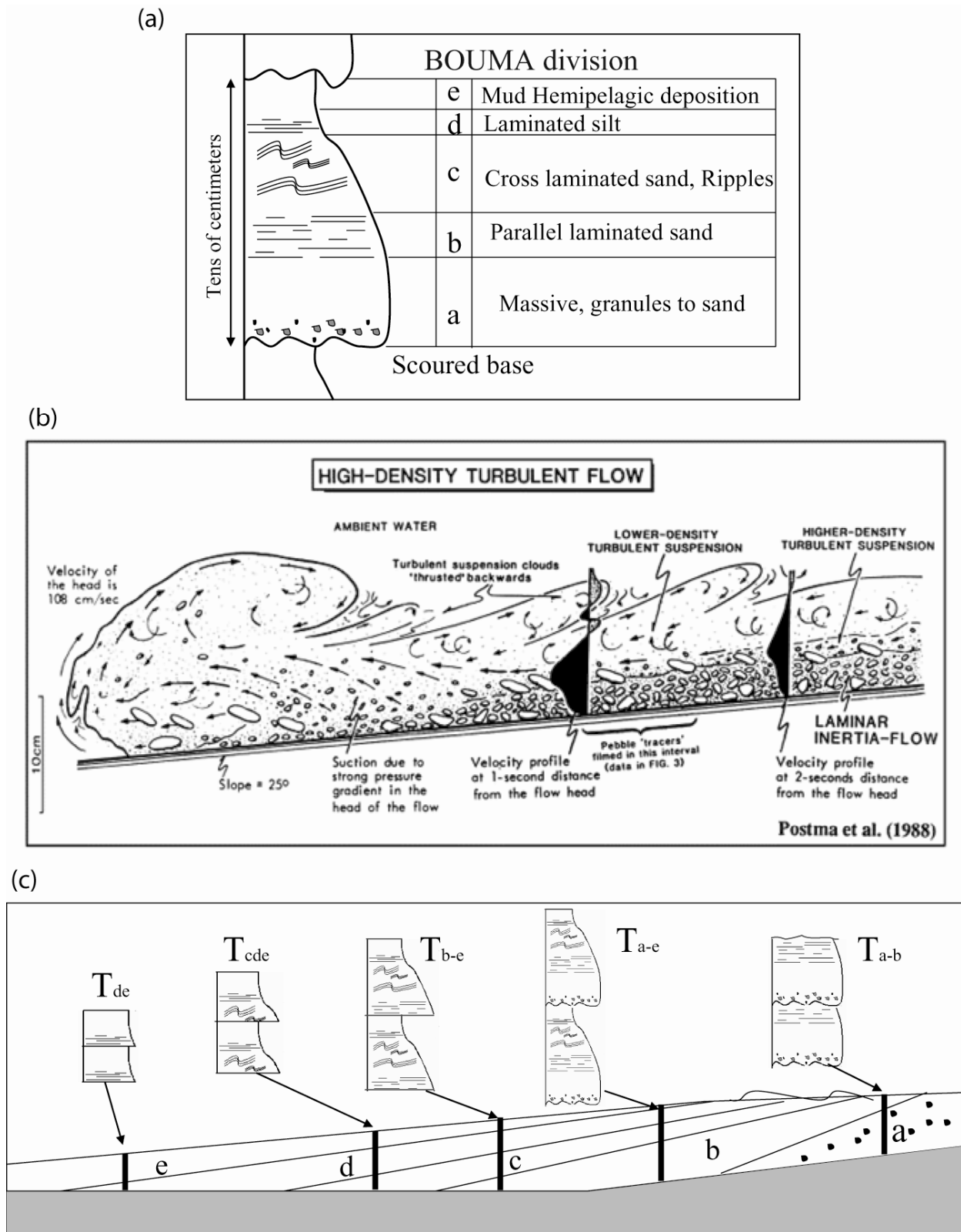


Figure I-14: (a) Séquence de Bouma : termes a, b, c, d et e ; (b) Schéma montrant la composition bipartite d'un courant de turbidité et les profils de vitesses (Postma et al., 1988) ; (c) Evolution de la séquence de Bouma en fonction de la localisation (proximal, distal) par rapport à la source (inspiré de Walker et al., 1967).

Ainsi, la sédimentation de la séquence de Bouma est expliquée par deux mécanismes différents et les caractéristiques des dépôts révèlent une évolution proximale/distale de ces deux mécanismes au cours du transport.

2.3. L'origine des écoulements gravitaires

La **figure I-15** montre la variété des environnements et la complexité de processus agissant sur l'initiation, la transformation, le transport et aussi du mécanisme de dépôt d'un écoulement gravitaire. D'après Normark et Piper (Normark et Piper, 1991 ; Piper et Normark, 2001) les processus qui participent à l'initiation d'un courant de turbidité sont d'origine variée, les principaux processus étant :

- (1) L'apparition d'une rupture, arrachement d'une masse instable, en front de delta ou en tête de canyon. Les facteurs agissant sur l'initiation de la rupture seront détaillés dans le chapitre suivant.
- (2) La formation d'un écoulement hyperpycnal au niveau de l'embouchure d'une rivière. Ce type de courant se forme lorsque la concentration des sédiments en suspension dans l'eau douce est assez élevée pour induire un écoulement de densité supérieure à celle de l'eau de mer (Bates, 1953).

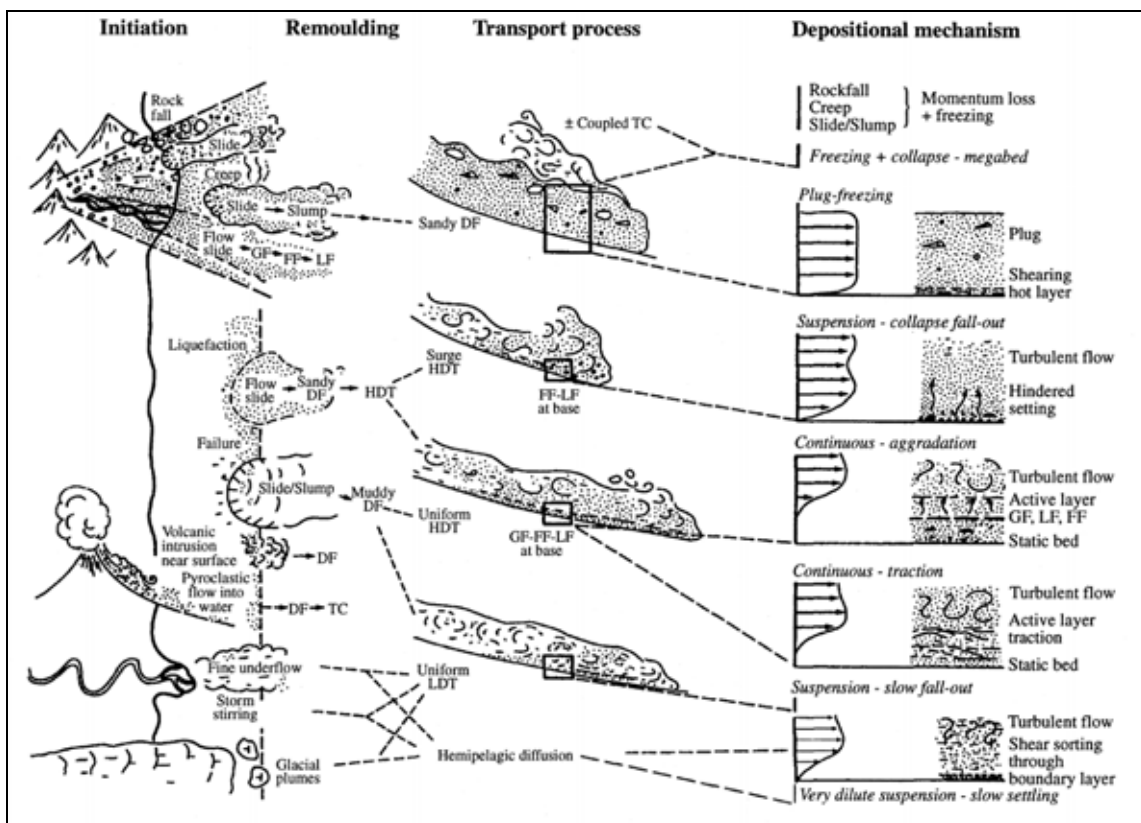


Figure I-15 : Schéma montrant l'initiation, la transformation, le transport et le mécanisme de dépôt d'un écoulement gravitaire (d'après Stow et al., 1996 ; Stow et Mayall, 2000).

2.4. Les transformations des écoulements gravitaires

Middleton et Hampton (1973) émettent l'hypothèse de l'évolution d'un écoulement gravitaire au cours du temps et de la distance parcourue (**figure I-16**). Les différents processus de transport et de dépôt peuvent agir simultanément, successivement ou individuellement. L'initiation et l'évolution d'un glissement gravitaire en *slump* permettent par incorporation d'eau et de sédiment, la

transformation en *débris-flow* ou *grain-flow*. La turbulence du fluide au contact du front de l'écoulement entraîne l'apparition d'un courant de turbidité surmontant le débris-flow. La transition d'un débris-flow à un écoulement liquéfié ou fluidisé et en un courant turbiditique se fait par plusieurs transformations et dilutions du courant.

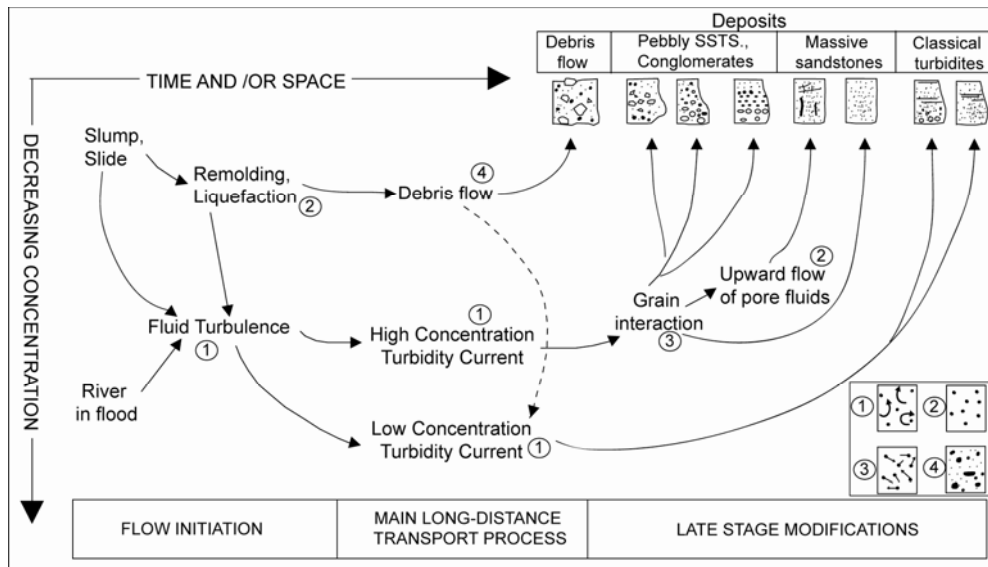


Figure I-16 : Processus d'initiation, de transport longue distance et de sédimentation des écoulements transportant des sédiments. Mécanismes de support : 1-turbulence du fluide, 2-liquéfaction, 3-collision intergranulaire et 4-soutpporté par la matrice (Middleton et Hampton, 1973 ; repris de Ferry, 2004).

La **figure I-17** schématise l'évolution d'un glissement vers un courant de turbidité. On remarque l'existence de plusieurs phases : (1) la transformation du glissement initial par cannibalisation des sédiments rencontré sur son passage ; (2) le dépôt des sédiments les plus grossiers en pied de pente.

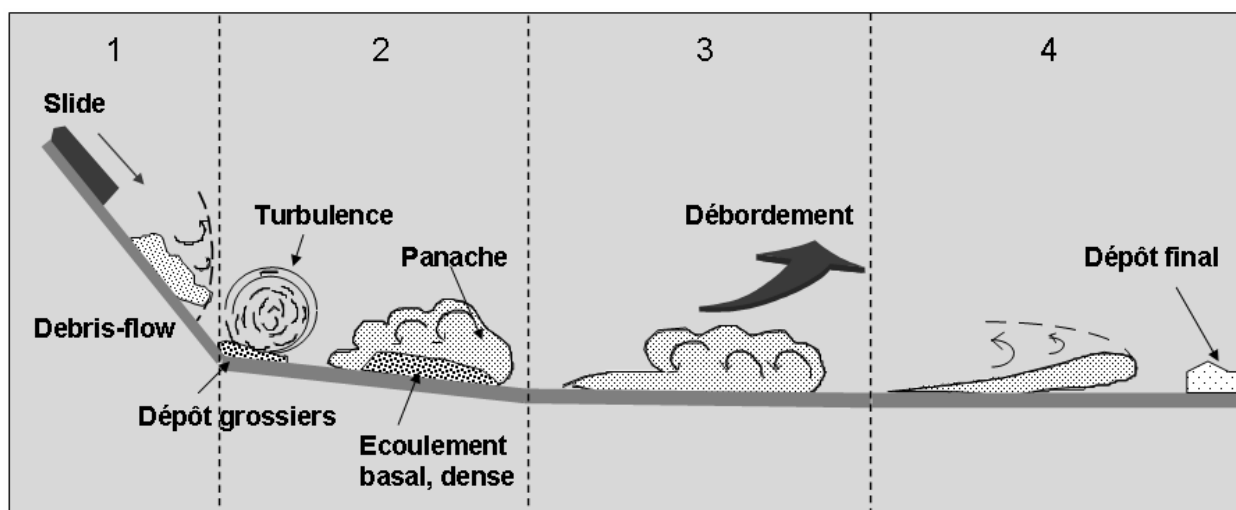


Figure I-17 : Schéma montrant l'évolution d'un écoulement gravitaire initial (slide) vers un débris-flow et ensuite vers un courant de turbidité (modifié d'après Ravenne and Béghin, 1983 ; Savoye et al., 2005).

L'écoulement peut être confiné dans un chenal et un panache turbulent apparaît au-dessus du débris-flow. L'écoulement accélère et augmente considérablement en volume ; (3) le courant de turbidité commence à déborder du chenal. A ce moment, on considère que l'érosion est très forte

dans le chenal ; (4) Après une longue distance, le courant de turbidité ralentit et dépose une turbidite.

Le modèle proposé par Kneller (1995) conceptualise l'évolution temporelle des écoulements. Le modèle est basé sur six types d'écoulement différents et permet d'expliquer la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements (**figure I-18**). Le modèle met l'accent sur l'importance des changements de pente sur la vitesse et sur la distribution des faciès.

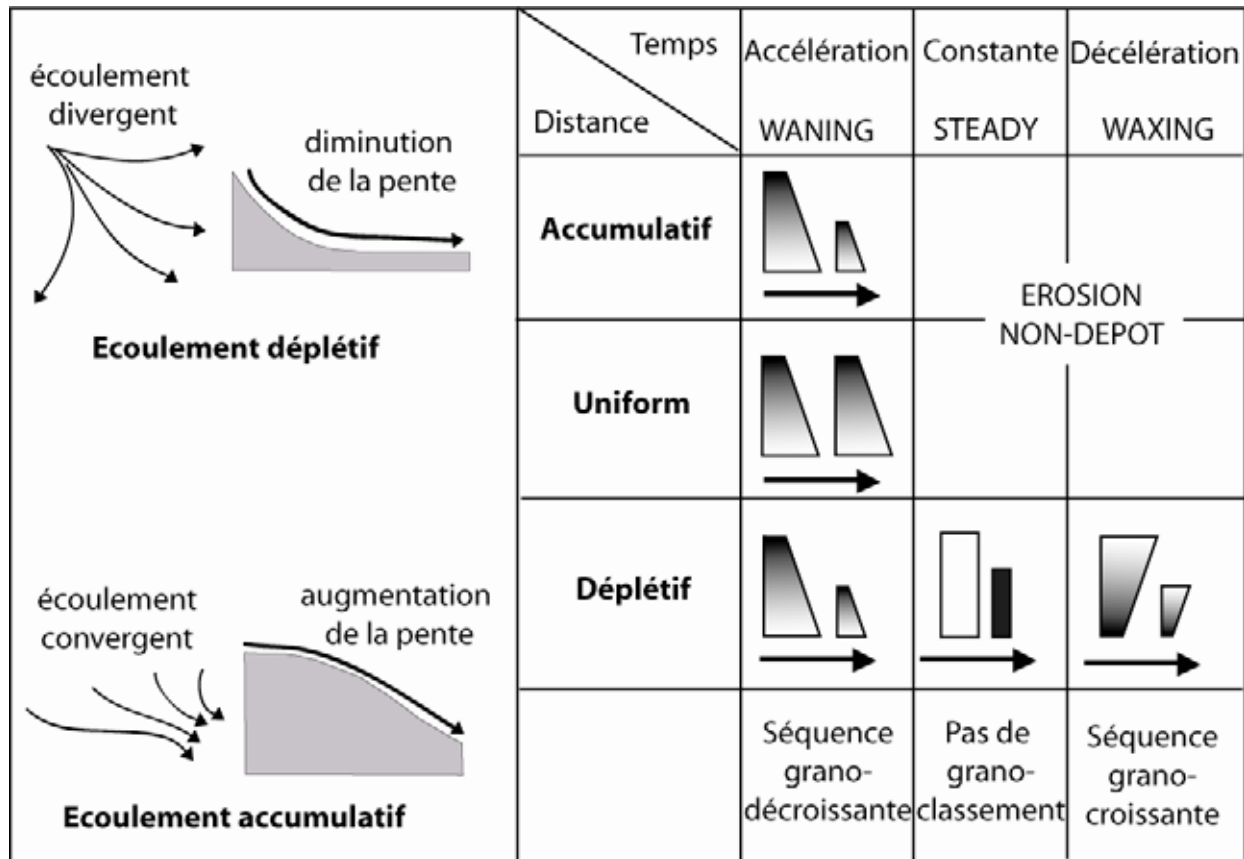


Figure I-18 : Le modèle d'évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés (d'après Kneller, 1995).

Le calcul de la valeur de l'accélération réelle de l'écoulement est basée sur :

(1) l'évolution de la vitesse du courant en fonction du temps en un point donné de l'espace :

- évolution positive : accélération
- évolution nulle : vitesse constante
- évolution négative : décélération

(2) l'évolution de la vitesse en fonction de la distance parcourue à un moment donné.

Lors de l'évolution spatiale d'un écoulement, la vitesse peut rester constante ; l'écoulement est dit uniforme. Si l'écoulement subit une accélération (écoulement convergent ou augmentation de la pente), celui-ci est dit accumulatif. Enfin, si la vitesse de l'écoulement diminue (écoulement divergent ou diminution de la pente), l'écoulement est déplétif.

Lors de son évolution temporelle, la vitesse de l'écoulement peut rester constante (écoulement stationnaire et séquence de taille de grains constante), elle peut subir une accélération ou *waxing*

(séquence grano-croissante) ou encore une décélération ou *waning* (séquence grano-décroissante) (**figure I-18**). L'intérêt d'un tel modèle est de mieux comprendre le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés. Ce modèle, basé sur des principes simples, est intéressant pour expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées. Ainsi, un dépôt de sédiment ne caractérise pas toujours le processus de transport dominant, mais plutôt un état très ponctuel d'un écoulement dans le temps.

Même après toutes ces études, la compréhension des processus de dépôt ne suffit toujours pas à expliquer la variabilité des faciès observés. D'après Stow et Mayall (2000), il faudra prendre en compte les facteurs environnementaux et morphologiques afin de pouvoir arriver à expliquer cette variabilité de faciès. Les auteurs affirment que l'étude de la nature des apports sédimentaires (liés au type de marge, à la nature de la source, au régime hydrologique, au contexte climatique,...) ainsi que l'interaction de ces apports avec la morphologie du fond peuvent apporter plus d'informations sur la compréhension des dépôts finaux que l'étude même des processus de dépôts.

Chapitre 3 : Facteurs contrôlant l'instabilité

Les pentes naturelles ou artificielles sont soumises à des contraintes extérieures qui peuvent influencer leurs états de stabilité. Ce chapitre porte sur la description des principaux facteurs contrôlant l'instabilité des pentes.

3.1. Classification des facteurs contrôlant l'instabilité

Un mécanisme déclenchant est un stimulus externe qui peut initier le processus de déstabilisation de la pente. Les facteurs déterminant l'état de stabilité ou d'instabilité peuvent être divisés en deux catégories : (1) les facteurs prédisposants - considérés aussi comme mécanismes agissant à long terme et (2) les facteurs déclenchants - à court terme. Une classification de facteurs prédisposants et déclenchants a été donnée par Champetiers de Ribes (1987), Hampton et al. (1996), Locat et Lee (2002), Leroueil et al. (2004) :

3.1.1. Facteurs prédisposants:

- l'activité sismique
- la présence de volcans à proximité
- la présence des hydrates de gaz
- le taux important de sédimentation
- la présence de la matière organique en décomposition
- l'érosion et la pente
- la présence de niveaux "faibles" ("weak layer")
- la pression artésienne (remontée d'eau douce)

3.1.2. Facteurs déclencheurs ou aggravants:

- les tremblements de terre
- l'activité volcanique
- la dissociation des hydrates de gaz
- la sous-consolidation
- l'accentuation de la pente
- la houle et les vagues de tempête
- la formation de diapirs
- les changements du niveau des marées ou de pression artésienne

Nous pouvons compter aussi d'autres facteurs, comme par exemple une activité anthropique qui induit une surcharge sur les talus naturels. Ce facteur peut être considéré soit comme un facteur prédisposant, soit déclencheur, en fonction de l'état initial de la pente. En dehors ces deux catégories, facteurs prédisposants et aggravants, il existe une autre catégorie de facteurs qui révèlent la présence des instabilités (Champetiers de Ribes, 1987 ; Leroueil et al., 2004).

3.1.3. Facteurs révélateurs

- mis en évidence des instabilités existantes,
- exemple de liquéfaction due à l'activité sismique,
- exemple de fluage,
- présence de *pockmarks*,
- présence de diapirs.

3.2. Description des principaux facteurs d'instabilité

3.2.1. Le taux de sédimentation.

Le taux de sédimentation est un paramètre qui présente des variations importantes selon le milieu dans lequel on se situe. A l'embouchure d'un fleuve, le taux de sédimentation peut atteindre des valeurs maximales de 1m/an. Un important taux de sédimentation peut entraîner une sous-consolidation de la colonne sédimentaire ou un déficit de résistance au cisaillement (Booth et al., 1985). L'influence que le taux de sédimentation peut avoir sur la stabilité des marges continentales peut être : (1) de manière directe, par la surcharge du poids des sédiments et (2) de façon indirecte, en créant des zones localement sous-consolidées qui seront susceptibles de glisser. Il est aussi possible que la forte sédimentation dans une zone peut induire un raidissement de la pente. C'est alors ce changement de pente lié à la sédimentation qui va influencer la stabilité et qui peut représenter un mécanisme de rupture.

3.2.2. Génération d'une surpression interstitielle

La surpression interstitielle représente un élément important dans la détermination de l'état de contrainte du sédiment. La pression interstitielle est la somme de la pression hydrostatique (u) à la profondeur considérée (H_e) et de la surpression interstitielle (Δu) à la profondeur de sédiment considérée (H_s) (**figure I-19**). La surpression interstitielle représente un excès par rapport à la pression hydrostatique, due à la colonne de l'eau.

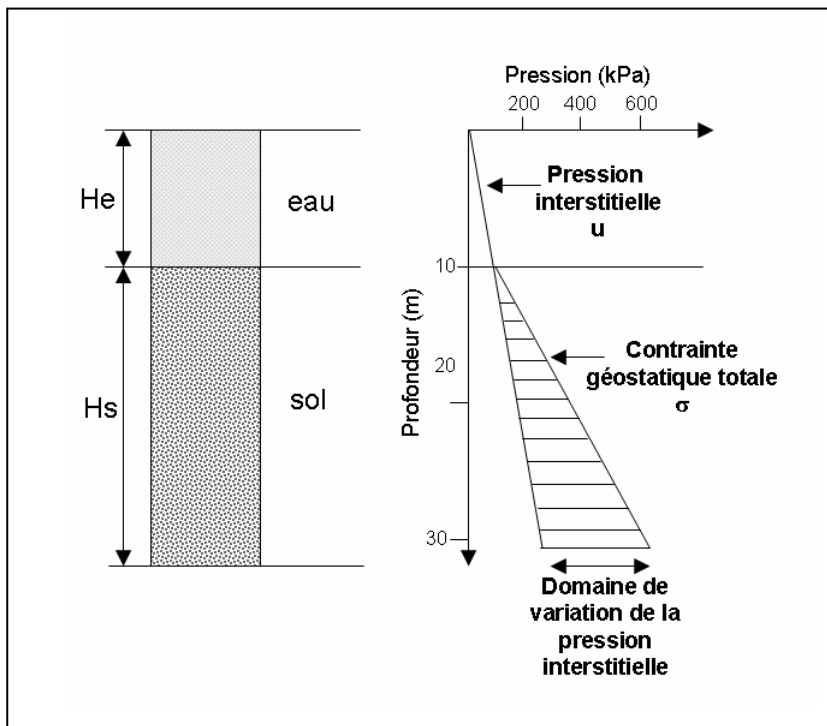


Figure I-19: Domaine de variation de l'excès de pression interstitielle dans un sédiment marin en fonction de la profondeur (modifié d'après Mulder, 1992).

3.2.3. Les séismes et la réponse des sédiments à la charge cyclique

Un séisme génère une charge cyclique de cisaillement. La réponse et le comportement dynamique d'un sédiment à cette charge cyclique sont dominés par l'état du sédiment (distribution et taille des grains, présence ou absence d'une fraction d'argile,.....) et par l'intensité et la durée de la charge cyclique. Quand un sédiment grenu poreux est exposé à une charge cyclique, les grains se densifient et prennent moins d'espace. La durée d'un séisme étant généralement trop courte pour permettre un drainage de l'eau, le séisme peut donc générer une surpression interstitielle importante. Les conséquences de cette surpression et de la dissipation lente peuvent être une diminution voire une annulation de la contrainte effective induisant des déformations sédimentaires et la liquéfaction de certains sédiments. Outre la liquéfaction du sédiment, la charge cyclique peut induire aussi une dégradation de la rigidité et de la résistance au cisaillement des sédiments mous comme ceux trouvés dans beaucoup de dépôts marins (Habib, 1997).

(a) Comportement des sables saturés sous des séismes

Sous l'effet d'un chargement déviatorique cyclique, les grains d'un sable saturé tendent à se déplacer de façon à ce que le volume de l'assemblage diminue. Mais si on ne permet pas à l'eau interstitielle de s'échapper (drainage fermé), il se produit un report des contraintes sur l'eau dont la pression u augmente d'un petit incrément à chaque cycle. Lorsque la pression interstitielle devient égale à la pression de confinement ($u = \sigma_2 = \sigma_3$) les contraintes effectives $\sigma_2 - u$ et $\sigma_3 - u$ s'annulent. Le sable n'a alors plus aucune résistance et se déforme indéfiniment dans la direction de σ_1 : il se **liquéfie** (figure I-20).

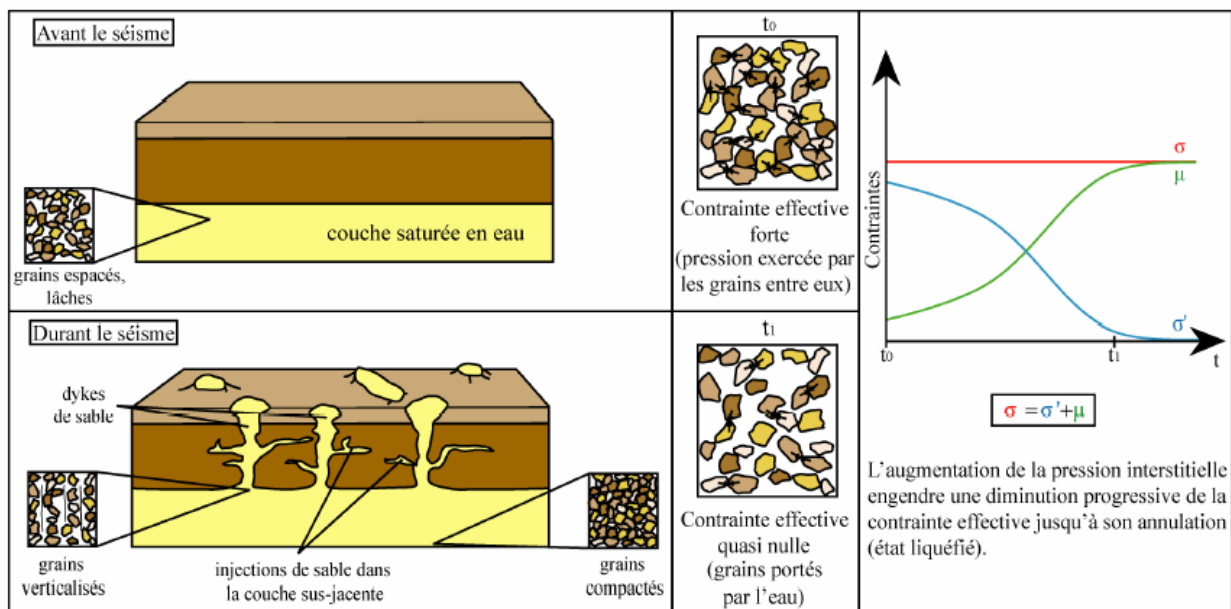


Figure I-20 : Schéma montrant la liquéfaction comme le phénomène ayant lieu lorsque la contrainte qu'exercent les grains entre eux (σ') devient nulle (Ishihara, 1985).

L'apparition de la liquéfaction dépend de la densité initiale du sable. Si le sable est *très dense*, l'excès de la déformation de cisaillement engendre une dilatance qui contrarie l'apparition de la

pression interstitielle, le sable retrouve alors une certaine résistance et il n'y a déformation que pendant une partie du cycle : on parle alors de **mobilité cyclique**. Pour un sable *lâche*, il se produit une liquéfaction totale et l'ensemble du massif de sable ne présente plus de résistance. Dans le cas d'un sable *très lâche* (structure en nid d'abeille instable), le phénomène peut se produire dès le premier cycle, c'est-à-dire au cours d'un chargement monotone qui transforme le massif stable en coulée de boue. Ce dernier phénomène est assez rare et correspond à des cas où la teneur en eau naturelle w_{nat} est supérieure à la limite de liquidité w_L . La limite de liquidité w_L est définie comme étant la limite qui sépare l'état plastique de l'état liquide. L'indice de plasticité **Ip** représente la différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité :

$$I_p = w_L - w_P \quad [8]$$

L'apparition de la liquéfaction dépend ainsi de la densité du sable, de l'amplitude de la sédimentlicitation cyclique, du nombre de cycles mais pas de la fréquence. On considère que la liquéfaction dépend aussi de la contrainte effective moyenne, c'est-à-dire de la profondeur à laquelle se trouve le sable lâche. Ainsi, au cours d'un séisme, on n'observe pratiquement pas de liquéfaction de sable à plus de 20 ou 25 m de profondeur.

Le phénomène de liquéfaction a été reconnu depuis longtemps. Terzaghi et Peck (1967) parlaient de "liquéfaction spontanée" pour décrire la perte soudaine de la résistance des sables lâches qui génèrait des écoulements suite à une petite mouvement perturbant. En 1953, Mogami et Kubo ont utilisé le terme de liquéfaction pour décrire le même phénomène de perte de la résistance, mais cette fois, lors d'un tremblement de terre. Les effets dévastateurs de la liquéfaction ont attiré l'attention des ingénieurs géotechniciens en 1964 après les 2 tremblements de terre qui ont eu lieu en Alaska (Good Friday, $M=9,2$) et au Japon (Niigata, $M=7,5$). La **figure I-21** montre les désastres causés par la liquéfaction due au séisme de Niigata (Japon).



Figure I-21 : Images montrant les désastres causés par la liquéfaction dus au séisme de Niigata 1964 (a) la destruction des bâtiments et (b) liquéfaction du sable avec l'apparition de "sand boils" (source photos : <http://www.ce.washington.edu/~liquefaction/html/quakes/niigata/niigata.html>).

Après 1964, des nombreux travaux ont été réalisés afin d'expliquer et de comprendre la liquéfaction. Nous pouvons citer les travaux de Yoshimi et al. (1977), Seed (1979), Fin (1981), Ishihara (1993) et Robertson et Fear (1995).

(b) Comportement des argiles sous des sédimentlicitations cycliques

Sous sédimentlicitation cyclique, les argiles ne sont pas susceptibles de se liquéfier. Cependant, une charge sismique appliquée à des argiles peut avoir pour effet (Pestana et al., 2000):

- une dégradation de la rigidité du sédiment,
- une dégradation de sa résistance au cisaillement,
- une augmentation de la pression interstitielle,

La dégradation des argiles sera d'autant plus importante que leur sensibilité est élevée. Les argiles à forte sensibilité comptent parmi les matériaux les plus à risques puisqu'une charge sismique, même faible, peut les faire passer instantanément d'un état relativement rigide à un état liquide. La sensibilité d'une argile est définie par le rapport entre sa résistance maximale au cisaillement et sa résistance résiduelle après une charge sismique:

$$St = \frac{\text{résistance au cisaillement avant remaniement}}{\text{résistance au cisaillement après remaniement}} \quad [9]$$

Pour les *argiles sensibles* (c'est-à-dire dont la courbe effort– déformation présente un maximum très marqué) des petits cycles de chargement peuvent stabiliser ou au contraire faire passer la déformation à travers la « bosse » de la courbe effort-déformation et provoquer la ruine (**figure I-22**).

Ce qui dégrade le plus la résistance d'une argile sensible se sont les sédimentlicitations alternées. D'une façon générale, le logarithme du nombre de cycles qu'il faut exercer sur un matériau avant qu'il ne se rompe croît linéairement lorsque la force appliquée décroît : diagramme de Wöhler (pour la fatigue des métaux). Pour les argiles sensibles soumises à des sédimentlicitations alternées, il suffit par exemple d'une centaine de cycles pour leur faire perdre la moitié de leur résistance.

La dégradation est moins désastreuse si la sédimentlicitation est simplement répétée (et non alternée) c'est-à-dire s'il n'y a pas d'inversion de la déformation (ou s'il y a une inversion limitée). Par exemple, si l'on exerce une force statique en plus de la force cyclique, la pente de la courbe de Wöhler peut être diminuée de moitié.

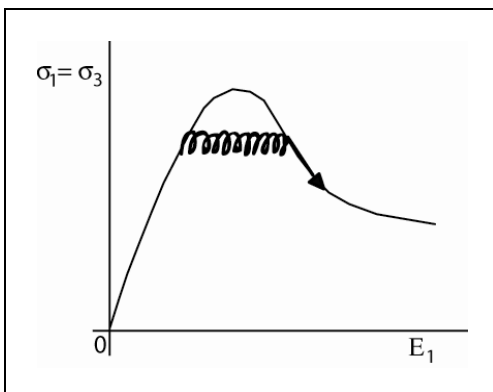


Figure I-22: Chargements cycliques sur une argile sensible.

Chapitre 4 : Méthodes d'évaluation de la stabilité d'une pente

Des nombreuses instabilités gravitaires peuvent être rencontrées dans le domaine sous-marin. Nous avons vu précédemment (chapitre 2) la grande variété de ces instabilités gravitaires. En fonction de leur localisation, taille, chemin parcouru, les glissements gravitaires peuvent affecter des infrastructures situées sur le littoral ou très au large (Ex : plateforme pétrolière, câble de communication). Actuellement, nous disposons d'outils performants en géophysique, de mesures in-situ, de prélèvements et de mesures en laboratoire qui permettent la reconnaissance des différentes zones affectées par les glissements (2^{ème} partie). En se basant sur toutes ces données, il est possible d'évaluer la stabilité des pentes. Plusieurs méthodes de calculs ont été développées pour la caractérisation de la stabilité, et elles sont présentées dans ce chapitre.

La rupture apparaît au moment où la contrainte de cisaillement dépasse la résistance au cisaillement du sédiment (Lee et Edwards, 1986 ; Hampton et al., 1996) (**Tableau I-2**). Dans le domaine marin, les trois plus importants mécanismes qui peuvent générer des contraintes de cisaillement sur les pentes sont : la gravité, les vagues de tempête et les tremblement de terre (Lee et Edwards., 1986).

Facteurs	
Réduisant la résistance au cisaillement	Augmentant la contrainte
Séismes	Séismes
Les vagues	Les vagues
Changement du niveau des marées	Changement du niveau des marées
Facteurs climatiques	Diapirisme
Sédimentation	Sédimentation
Gaz	Erosion

Tableau I-2 : Causes d'initiation des glissements gravitaires
(Traduit d'après Hampton et al., 1996).

Nous avons vu précédemment l'influence de tous ces facteurs sur la stabilité. Il est important que les méthodes de calcul prennent en compte correctement l'influence des facteurs déclencheurs afin de bien contraindre la stabilité de la pente.

Plusieurs questions se posent par rapport à l'évaluation de la stabilité :

- Où les glissements sont-ils localisés et où vont se produire les prochains?
- Avec quelle fréquence, les glissements se produisent-ils?
- Quels sont les mécanismes déclenchants ?
- Les glissements anciens peuvent-ils être réactivés ?

Pour répondre à ces questions, une approche méthodologique de la stabilité et de l'évaluation de "géohazards" a été proposée par différents auteurs : Tisot et Mulder (1988), Locat (2001), Locat et Lee (2002), Mienert (2004).

- (1) Tout d'abord, il faut évaluer les événements historiques et l'évolution au cours du temps de la stabilité de la pente, des paramètres de la pente, du contexte géologique et tectonique de la zone ;
- (2) Il est nécessaire de caractériser la géométrie 3D de la rupture ainsi que la géométrie des couches sédimentaires ;
- (3) Il faut caractériser les paramètres physiques et mécaniques des sédiments dans la zone du glissement et aussi dans les zones voisines ;
- (4) Une nouvelle étape est la modélisation numérique des mécanismes qui contrôlent l'initiation des glissements afin de comprendre les mécanismes responsables ;
- (5) Et finalement, une carte d'évaluation des risques futurs d'instabilités est établie.

4.1. Evaluation du potentiel de liquéfaction

La liquéfaction peut générer des dégâts importants à un endroit donné. Au moment de l'évaluation du potentiel de liquéfaction, il faut essayer de répondre aux trois questions suivantes (Kramer, 1996) :

- (1) Le sédiment, est-il susceptible de se liquéfier ?
- (2) Si le sédiment est susceptible de se liquéfier, est-ce que la liquéfaction va être initiée ?

(3) Quels seraient les dégâts dus à la liquéfaction ?

Susceptibilité des sédiments

Il existe quelques critères qui permettent de juger si un sédiment est ou non susceptible de se liquéfier : les archives, le contexte géologique et les propriétés mécaniques des sédiments. Les informations acquises après un séisme permettent de mettre en évidence des zones affectées par des glissements. La compilation de données du monde entier a permis à Ambraseys (1988) de mettre en évidence une distance limite par rapport à l'épicentre, au-delà de laquelle la liquéfaction ne peut plus apparaître.

Le système de dépôt, l'hydrologie et l'âge du dépôt ont une influence sur l'état de susceptibilité d'un sédiment (Youd et Hoose, 1977). Les dépôts sédimentaires issus de processus capables de séparer des sédiments à granulométrie semblable ont une susceptibilité plus importante. On considère aussi que les sédiments d'âge Holocène sont plus susceptibles que ceux d'âge Pléistocène, cependant la susceptibilité décroît avec l'âge durant l'Holocène (Youd et Hoose, 1977).

Pendant des nombreuses années on pensait que la liquéfaction était limitée uniquement aux dépôts sableux. En se basant sur des mesures de laboratoire et des observations de terrain, Ishihara (1984, 1985) montre que la liquéfaction peut aussi affecter des dépôts silteux. Cependant, les dépôts argileux sont toujours non susceptibles de se liquéfier. Un autre paramètre à prendre en compte est l'état initial du sédiment, c'est-à-dire sa densité et donc l'indice des vides.

L'initiation de la liquéfaction

Même si un sédiment est considéré susceptible de se liquéfier, cela n'implique pas forcément l'initiation du phénomène de liquéfaction. L'initiation de la liquéfaction nécessite un facteur perturbant, déclenchant. Pour évaluer le risque de liquéfaction, il est nécessaire de connaître deux variables. La première représente la valeur de la charge cyclique d'un séisme subie par les sédiments, exprimée en terme de CSR (Cyclic Stress Ratio). La deuxième variable correspond à la capacité du sédiment de résister à la liquéfaction, c'est-à-dire la résistance cyclique (CRR - Cyclic Resistance Ratio). Seed et Idriss (1971) ont formulé l'équation suivante afin de calculer CSR :

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma'_{v0}} \approx 0.65 \left(\frac{a_{max}}{g} \right) \left(\frac{\sigma_{v0}}{\sigma'_{v0}} \right) r_d \quad [10]$$

où a_{max} est l'accélération horizontale dans un sédiment, induite par un séisme, g est l'accélération gravitationnelle, σ_{v0} et σ'_{v0} correspondent à la contrainte verticale totale et effective, et r_d est un facteur de réduction de la contrainte (Seed et al., 2001).

L'évaluation de la valeur du CRR peut être réalisée par deux méthodes différentes : 1) en se basant sur des mesures réalisées en laboratoire et 2) à partir de mesures in-situ et des observations de terrain lors de séismes passés. Dans la méthode établie sur les essais de laboratoire, on exprime la résistance du sédiment à l'initiation de la liquéfaction en fonction du nombre de cycles nécessaires pour attendre la liquéfaction. Liu et al. (2001), ont développé des équations empiriques qui permettent d'estimer le nombre de cycles uniformes d'un séisme en fonction de la magnitude, la distance par rapport à la source et les conditions du site (**figure I-23**). A partir de ce diagramme (**figure I-23**) on arrive à identifier la résistance cyclique du sédiment (CRR).

Le potentiel de liquéfaction peut être obtenu en comparant la charge cyclique (CSR) avec la résistance à la liquéfaction (CRR), FOS_L , peut être considéré comme un facteur de sécurité vs liquéfaction.

$$FOS_L = \frac{CRR}{CSR} \quad [11]$$

La liquéfaction va apparaître à des profondeurs où la charge est supérieure à la résistance, ou quand le FOS_L est inférieur à 1.

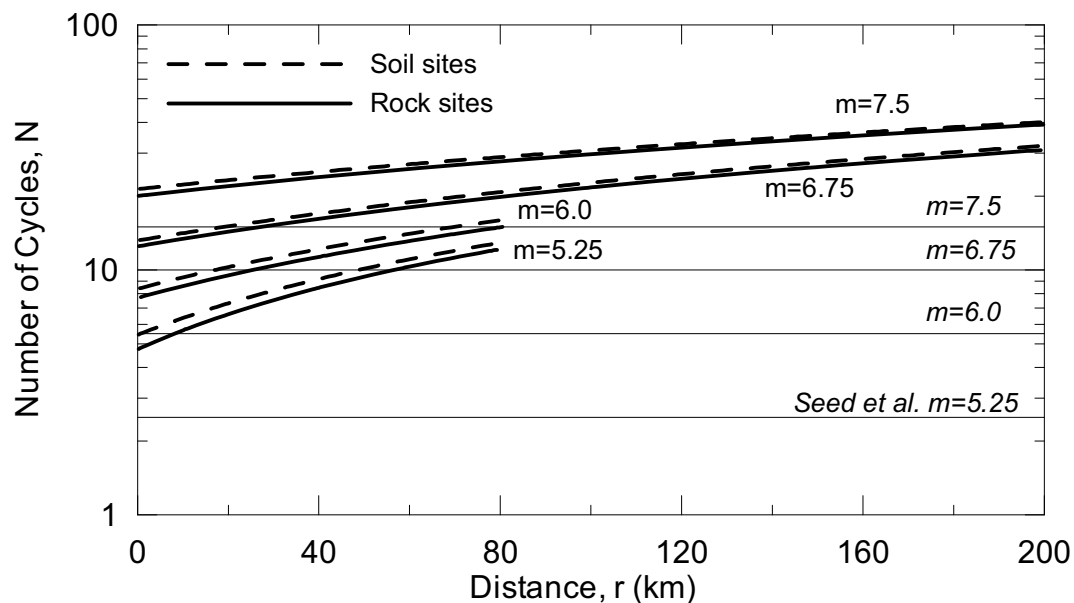


Figure I-23 : Diagramme montrant la variation du nombre moyen de cycles avec la distance et la magnitude (sans la correction de la présence d'une faille) (Liu et al., 2001).

4.2. Méthodes de calcul de la stabilité

D'après Cayocca (1998) on peut distinguer trois catégories principales de méthodes de calcul de stabilité :

- les méthodes de calcul à la rupture ou d'équilibre limite (rupture plane ou rotationnelle)
- les méthodes de calcul en déformation (éléments finis)
- et les concepts probabilistes (auxquels on associe les modèles de mécanismes de rupture).

Les méthodes utilisées pour l'évaluation de la stabilité de la pente dans le cadre de ce travail, seront détaillées dans la deuxième partie du manuscrit "Données et Méthodologie".

PARTIE II : DONNÉES ET METHODOLOGIE

Ce chapitre est dédié 1) à la présentation des outils qui ont permis de collecter les données utilisées dans ce travail de thèse ; 2) à la présentation des analyses effectuées sur les sédiments collectés par carottages et 3) à la présentation des modèles numériques utilisés pour l'évaluation de la stabilité de la pente (pour les deux zones d'études).

SOMMAIRE

Chapitre 1. Description des outils et des données disponibles.....	43
Chapitre 2. Mesures réalisées sur les sédiments (sédimentaires et géotechniques).....	53
Chapitre 3. La modélisation numérique.....	63

Chapitre 1 : Description des outils et des données disponibles

De nombreux outils géophysiques ont été développés dans le domaine de l'exploration sous-marine afin de bien pouvoir visualiser les fonds des océans. Le géologue marin dispose dès nos jours des cartes bathymétriques détaillées du fond marin, ce qui lui permet de cartographier et caractériser la morphologie des fonds marins. Les informations bathymétriques, peuvent être complétées par des levés géophysiques (sismiques, magnétiques, gravimétriques...) qui fourniront des informations liées à la structure interne du sédiment. Les levés réalisés par des sonars, pourront illustrer la morphologie et la géométrie de détail des structures superficielles. En se basant sur toutes ces informations, des prélèvements des échantillons, des observations directes ainsi que des mesures locales *in situ* seront réalisables.

1.1. Les sondeurs multifaisceaux

La cartographie des fonds océaniques est réalisée grâce aux sondeurs multifaisceaux. Ces outils fournissent des *données bathymétriques* ainsi que des *données d'imagerie acoustique*. Les informations bathymétriques dépendent du temps de propagation des ondes et permettent de réaliser une étude précise de la morphologie des fonds. Le deuxième type de données, d'imagerie, dépend de l'énergie du signal renvoyée par le fond et permet d'étudier les changements de réflectivité des fonds. Les changements de réflectivité sont interprétés comme des variations de la nature des sédiments et/ou de la morphologie (la pente du fond marin).

Données disponibles pour la marge algérienne

Des cartes bathymétriques sommaires de la marge algérienne existaient avant la campagne MARADJA 2003. Ces cartes étaient anciennes et avaient été réalisées avec des sondeur mono-faisceaux (Rosfelder, 1955 ; Leclaire, 1970) (**figure II-1a**).

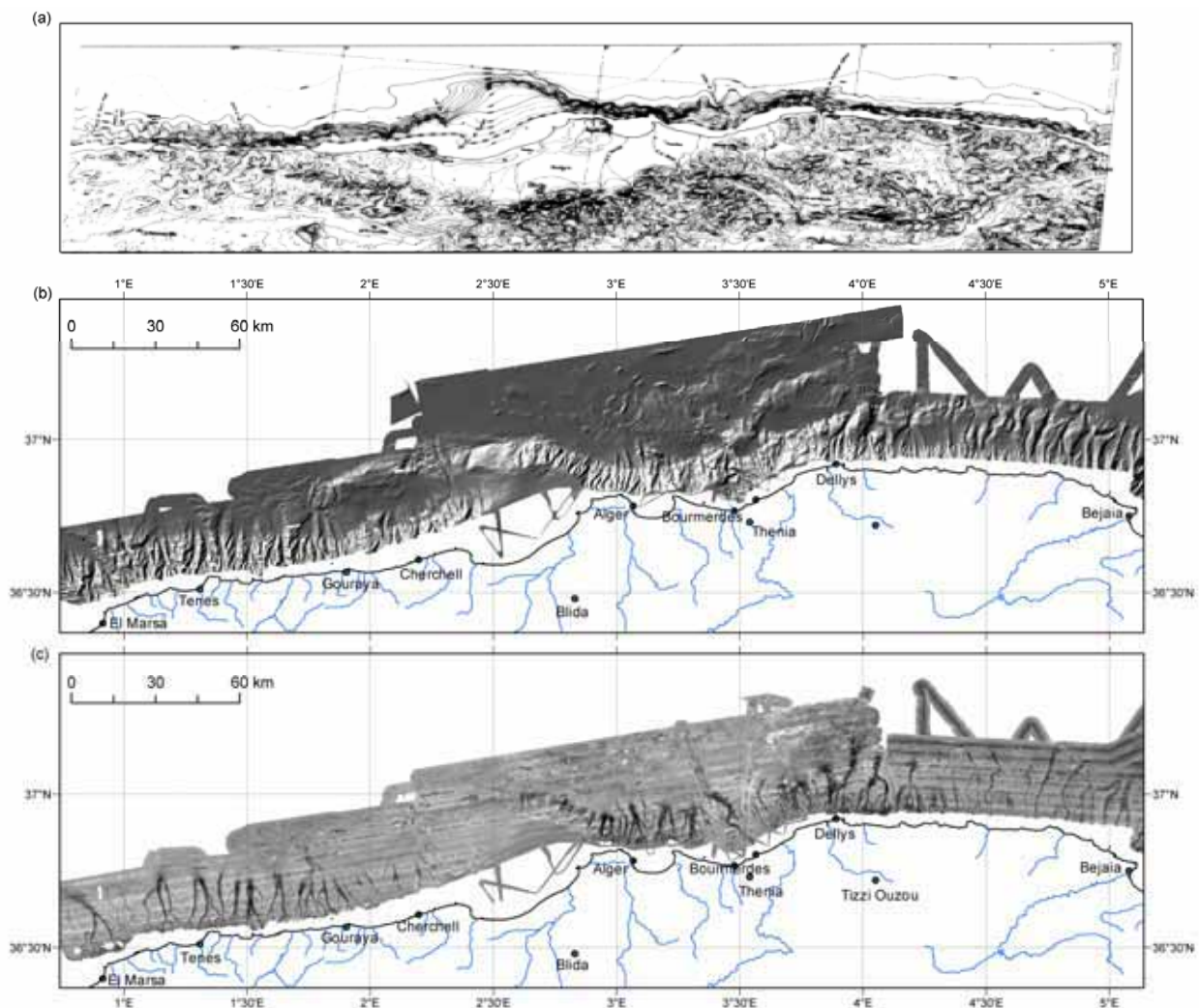


Figure II-1 : (a) Carte bathymétrique de la marge algérienne montrant la résédimentation des données disponibles avant la campagne d'après Rosfelder (1955), (b) Bathymétrie ombrée issue des campagnes MARADJA (2003 et 2005) et (c) Carte de la réflectivité issue des campagnes MARADJA (2003 et 2005).

Durant la campagne MARADJA, réalisée en août- septembre 2003, à bord du N/O *Le Suroît*, un levé multifaisceaux a été réalisé au large de l'Algérie. Le sondeur EM 300 a été utilisé sur les zones de pente et de pied de marge des grandes villes côtières. Sur le plateau continental, le sondeur *EM 1000* a été mis en route en raison de faible profondeur d'eau. Le traitement des données a commencé à bord du bateau et ensuite été poursuivi à IFREMER. Nous disposons actuellement d'un MNT avec un pas de 50 mètres pour l'ensemble de la marge algérienne (**Figure II-1b et c**). Deux "transits valorisés" réalisés à bord du navire Beautemps-Beauprès ont complétés les données MARADJA.

Données disponibles pour la zone de Nice

De nombreuses études ont été menées dans la Baie des Angers après l'événement catastrophique de 1979 quand une partie de l'aéroport s'est effondrée. La première campagne (20-23 novembre 1979) réalisée par le *CNEXO* (actuellement IFREMER) a eu comme but la réalisation d'une carte au 1/10000^{ème} (Pautot, 1981), grâce au sondeur multifaisceaux *Sea-Beam*. Par la suite, plusieurs campagnes d'essai, ont permis de collecter d'autres données bathymétriques avec un *EM 1000* en novembre 1991 (Bourillet et al., 1991) et un *EM 300*, en février 2000. Aujourd'hui nous disposons d'une couverture bathymétrique et d'imagerie complète pour la zone de la Baie des Angers.

1.2. Le sonar latéral S.A.R.

Le SAR (*Système Acoustique Remorqué*) est un outil de géophysique multicapteurs haute résédimentation remorqués près du fond, permettant d'obtenir des images acoustiques. Cet engin est conçu pour travailler par des profondeurs d'eau allant jusqu'à 6000 mètres.

Ce système se compose d'un « poisson » instrumenté, de flottabilité nulle, remorqué à 80-100 mètres au dessus du fond, à une vitesse d'environ 2 nœuds (1m/s). Le poisson est relié au bateau par un câble électroporteur et un lest de deux tonnes permet un découplage des mouvements du bateau par rapport au poisson. L'équipement à bord réalise le traitement du signal, la visualisation en temps réel des images et le stockage des données.

L'engin, d'environ 5 mètres de longueur et de 2,4 tonnes, possède les capteurs suivants :

- deux sonars latéraux (bâbord et tribord) de 170 et 190 KHz,
- un sondeur de sédiments,
- un capteur d'immersion (qui fournit la profondeur du poisson),
- un compas magnétique (pour la direction),
- un lock électromagnétique (qui donne la vitesse),
- un magnétomètre 3 composants.

Le sondeur de sédiments du SAR, émet un signal de 3,5 kHz et possède un cône d'émission de 60° d'ouverture. La pénétration maximale peut atteindre 80-100 mètres, en fonction de la nature des sédiments.

Les images sonar, obtenues par profil, sont rectilignes et nécessitent un traitement particulier afin de pouvoir les positionner par rapport à la navigation réelle. Les profils peuvent éventuellement être assemblés dans une mosaïque d'images. Chaque image représente la transcription des signaux acoustiques réfléchis par le fond et traduits sur l'image en niveaux de gris. L'interprétation d'une

image SAR ne peut pas être effectuée automatiquement en faisant appel aux techniques de traitements d'images, qui sont encore très limitées. Lors de l'interprétation il faut, en effet, prendre en compte des éléments comme: le contexte géologique de la zone, la nature des sédiments, la rugosité du fond, la microtopographie mais aussi le mode de déformation des images sonar et les limites du traitement. L'influence de la position du SAR par rapport aux structures est aussi un facteur important qui ne faut pas négliger (**figure I-2**).

Il est possible de calculer les dimensions des objets géologiques (hauteur des rides sédimentaires, profondeur des *pockmarks*, etc), en prenant en compte l'ombre de ces objets. La **figure I-3** montre deux exemples de calcul :

Modèle 1 (**figure I-3**): objet (Ex : bloc) posé sur un fond plat. La hauteur de l'objet (h) est donnée par la formule suivante :

$$h = (l \times H) / L \quad [1]$$

où l = largeur de l'ombre, H = l'altitude du poisson au dessus du fond, L = largeur totale de l'image.

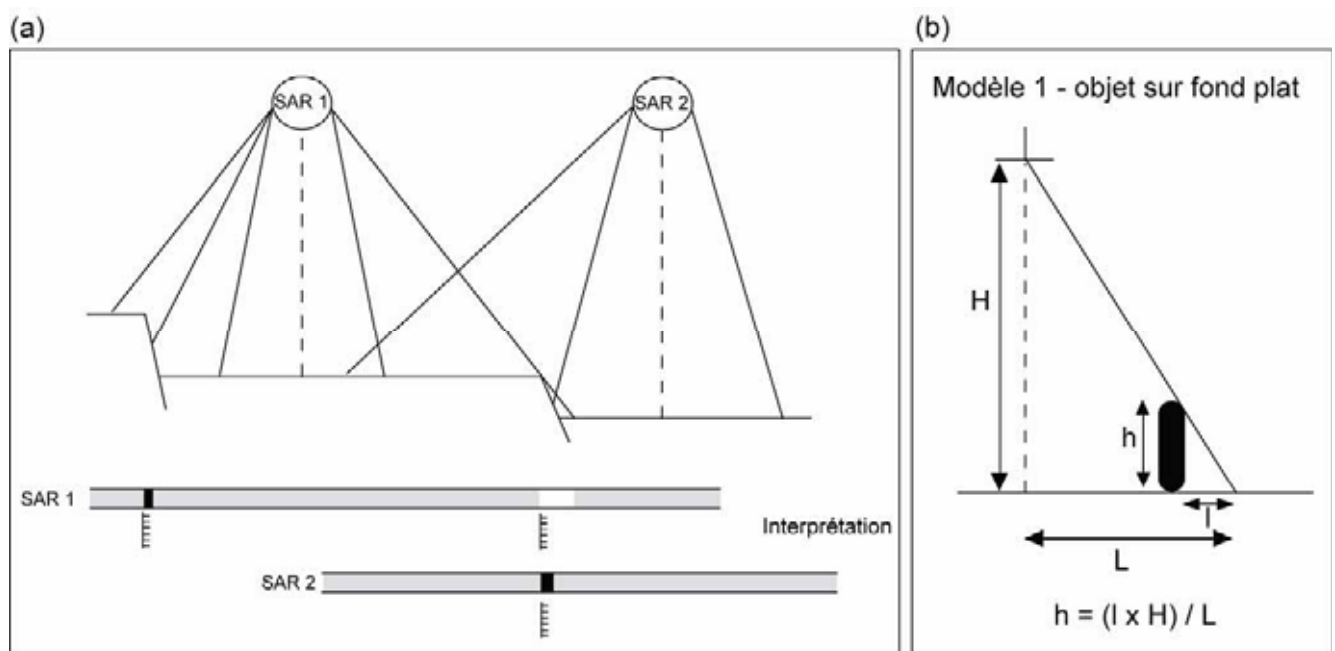


Figure I-2 : (a) Illustration de l'influence de la position du SAR par rapport aux structures (exemple de deux failles normales) (Vaslet, 1993) et (b) Schéma explicatif de modèle de calcul permettant d'évaluer la dimension d'un objet géologique posé sur un fond plat (Vaslet, 1993).

Données disponibles pour la marge algérienne

En octobre-novembre 2005, lors de la campagne MARADJA 2, de nombreux profils SAR (~ 800 km) ont été réalisés le long de la marge algérienne. L'acquisition a été plutôt concentrée dans la zone située au large de la ville d'Alger, région qui avait été affectée par le séisme de Boumerdès en Mai 2003 (**figure II-3**).

L'objectif était l'investigation de certaines zones identifiées lors de l'interprétation des données issues des campagnes précédentes, afin d'identifier et de caractériser des glissements, des zones de transits empruntées par les courants turbiditiques et d'autres structures sédimentaires caractérisant

le fond sous-marin. Les données SAR ont été traitées directement à bord du navire par E. Le Drezen et insérées dans le SIG-Algérie (IFREMER).

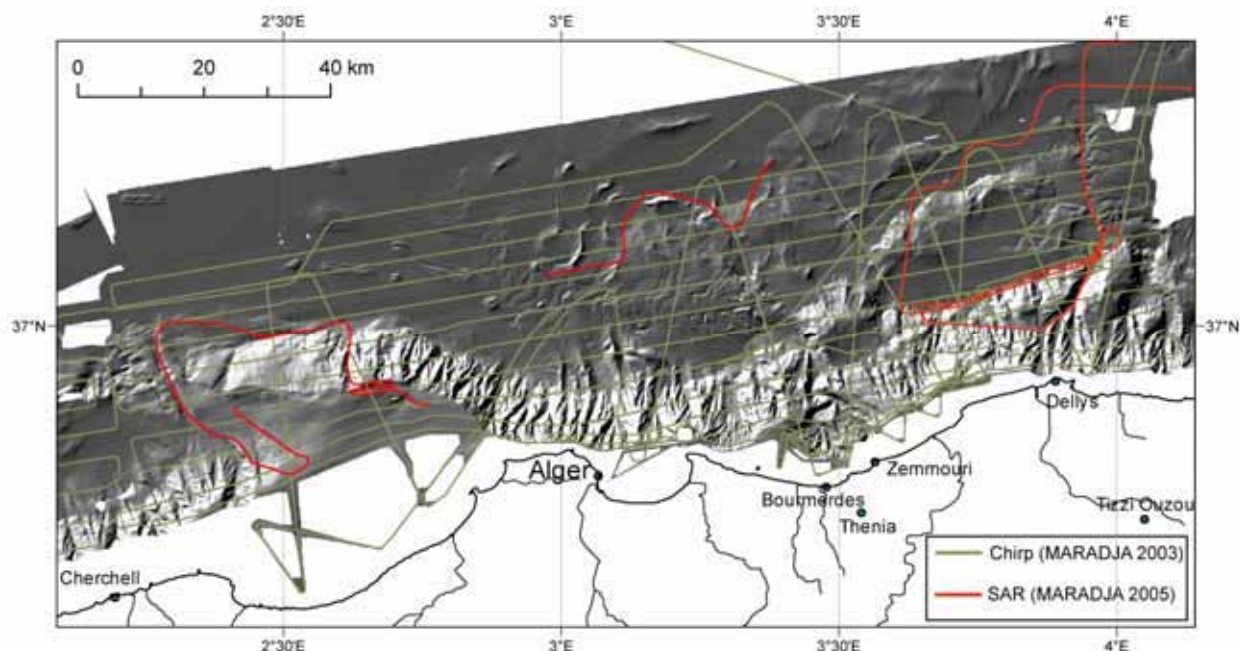


Figure II-3 : Carte bathymétrique montrant la localisation des profils CHIRP collectés lors de la campagne MARADJA 2003 et des profils SAR collectés lors de la campagne MARADJA 2 (2005).

Données disponibles pour la zone de Nice

Les données utilisées pour la zone de Nice, proviennent de la campagne SAME (1986). Une mosaïque d'image pour la Baie des Anges, avait été réalisée par Klaucke et Cochonat (1999) et Klaucke et al. (2000), avec une projection à N 42° en Lambert III. Les images ont été en suite intégrées dans un SIG (Rohais, 2002), mais leur positionnement n'était pas parfait. J'ai dû donc reprendre les données brutes et réaliser le traitement des images afin d'obtenir une mosaïque de la pente de Nice en WGS 1984, superposable maintenant aux autres données. Seuls 6 profils SAR (52, 53, 54, 55, 59 et 76) situés en haut de la pente, au large de l'aéroport de Nice, ont été utilisés.

1.3. Le sondeur de sédiments CHIRP

Le sondeur de sédiments est un outil géophysique utilisé pour visualiser la structure des sédiments superficiels jusqu'à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. La pénétration du signal est fonction de la nature des sédiments. Le sondeur CHIRP du navire *Le Suroît* utilise des fréquences comprises entre 1,8 et 5,3 kHz. Les signaux émis sont des modulations de fréquence linéaires d'une durée de 10 à 80 ms. Le signal reçu consiste en une série temporelle d'échos réfléchis à chaque changement de nature des sédiments.

Données disponibles pour la marge algérienne

Environ 3000 Km de profils CHIRP ont été réalisés durant la campagne MARADJA 2003 (**figure II-3**). L'enregistrement des données a été effectué presque en continu. Les profils sont plus ou

moins parallèles avec un espacement compris entre 4 et 6 km. Il existe aussi des profils transversaux à la marge, ce qui permet de réaliser des corrélations entre les différents profils et type de faciès sismique. L'analyse de ces profils a permis la description des différents écho-faciès présents dans la zone d'Alger et de réaliser par la suite une carte de distribution de ces écho-faciès. Cette carte permet de comprendre quels sont les principaux processus sédimentaires qui agissent sur cette marge.

Durant la campagne MARADJA 2, l'enregistrement des profils CHIRP a été réalisé seulement dans des endroits considérés comme importants pour les objectifs de la campagne. Ces profils ont permis une meilleure corrélation, des profils MARADJA 2003 et donc la validation de certains écho-faciès précédemment décrits.

Données disponibles pour la zone de Nice

De nombreux profils 3,5 kHz sont disponibles pour la zone de Nice, mais à part ceux acquis en même temps que les images SAR, aucun autre profil n'a été analysé lors de cette étude ; la pente niçoise n'étant pas bien imagée en raison de sa forte pente.

1.4. Les carottiers (Kullenberg et Calypso)

Le carottier est un outil de prélèvement des sédiments des fonds marins. Contrairement à d'autres outils de prélèvement, le *carottier Kullenberg* permet le prélèvement de quantité importante de sédiments, tout en conservant la chronologie de dépôt des sédiments. Le carottier se compose (**figure II-4**):

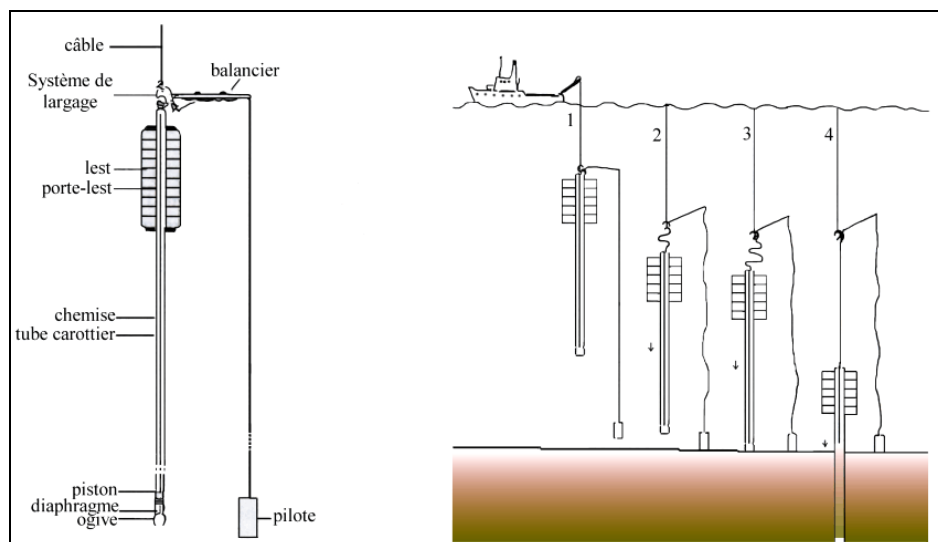


Figure II-4 : Schéma illustrant le mode de fonctionnement d'un carottier.

- D'un tube en acier dans lequel une gaine de PVC est insérée. Cette gaine reçoit les sédiments pendant la pénétration et permet la récupération et le stockage des sédiments. Sur les navires de l'Ifremer, la longueur du tube d'acier varie, la longueur maximale étant de 30 mètres.
- D'un lest de 800 à 1200 kg.

- D'un bras de déclenchement relié à un carottier « pilote » de 1 mètre de long.

Le carottier est lié à un câble et il est descendu à travers la colonne d'eau à des faibles vitesses. Le carottier pilote atteint le fond en premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, il actionne le système de largage. Grâce au poids du lest, le tube d'acier s'enfonce dans le sédiment. Les sédiments sont aspirés et le tube est ensuite arraché du sédiment par l'intermédiaire du câble. A la base du tube, un système constitué des fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut (la « peau d'orange ») retient les sédiments.

Le fonctionnement du *carottier Calypso*, utilisé sur le navire *Marion Dufresne* de l'IPEV, utilise le même mécanisme de carottage que celui du carottier Küllenberg. Ce carottier est aussi appelé carottier géant, car la longueur de carottes réalisées peut atteindre 40-60 mètres.

Une fois le carottier à bord, le tube de PVC contenant les sédiments est extrait et ensuite découpé. La procédure appliquée lors du découpage des carottes est la même sur tous les navires de l'Ifremer, mais diffère un peu de celle du N/O Marion Dufresne (IPEV). Chaque carotte est découpée en tronçon d'un mètre chacun (1,5 m pour le M.D.) et numérotée du haut vers le bas.

Pour le deux types de carottage, un important problème lié à l'effet d'aspiration du piston existe. Cette déformation n'est pas linéaire et peut affecter les niveaux à différentes profondeurs de la carotte. Il est également difficile de s'assurer que la partie supérieure de la carotte corresponde bien à la surface du sédiment. En effet la partie superficielle, très meuble, peut se trouver chassée par l'effet de vitesse du carottier à l'approche du sédiment. De même, certaines couches très meubles peuvent se trouver comprimées et ne pénétrer que partiellement dans le carottier.

Données disponibles pour la marge algérienne

Les carottes disponibles pour cette zone sont issues des trois campagnes océanographiques (**tableau II-1**) (**Figure II-5**): **MARADJA 2003** : 4 carottes Küllenberg ; **PRISMA** (mai - juin 2004, N/O Marion Dufresne) : 3 carottes Calypso ; **MARADJA 2** (2005): 7 carottes Küllenberg.

Nom	Campagne	Date	LATITUDE	LONGITUDE	Bathy (m)	Long. (m)
KMDJ01	MARADJA1	01/09/2003	N37 02,76	E003 43,01	2400	7,83
KMDJ02	MARADJA1	01/09/2003	N36 57,83	E003 31,49	1619	6,36
KMDJ03	MARADJA1	01/09/2003	N36 56,88	E003 17,19	2341	3,73
KMDJ04	MARADJA1	01/09/2003	N37 15,69	E003 42,53	2711	7,56
MD04-2798	PRISMA	31/05/2004	N37 14,03	E003 44,94	2707	28,68
MD04-2799	PRISMA	31/05/2004	N37 07,37	E003 36,83	2248	25,3
MD04-2800	PRISMA	31/05/2004	N37 02,02	E002 30,00	2756	27,27
KMDJ12	MARADJA2	07/11/2005	N37 00,24	E003 47,11	1708	6,1
KMDJ13	MARADJA2	07/11/2005	N37 01,66	E003 46,18	2132	3,25
KMDJ14	MARADJA2	07/11/2005	N37 02,78	E003 45,48	2312	8
KMDJ15	MARADJA2	07/11/2005	N37 02,19	E003 43,33	2377	9,68
KMDJ16	MARADJA2	07/11/2005	N37 06,98	E003 39,83	2259	8,75
KMDJ26	MARADJA2	17/11/2005	N36 47,67	E002 32,03	503	5,81
KMDJ27	MARADJA2	17/11/2005	N36 50,75	E002 28,00	1233	7,67

Tableau II-1: Les carottages disponibles pour la zone d'Alger. La localisation des carottages est illustrée dans la figure II-2.

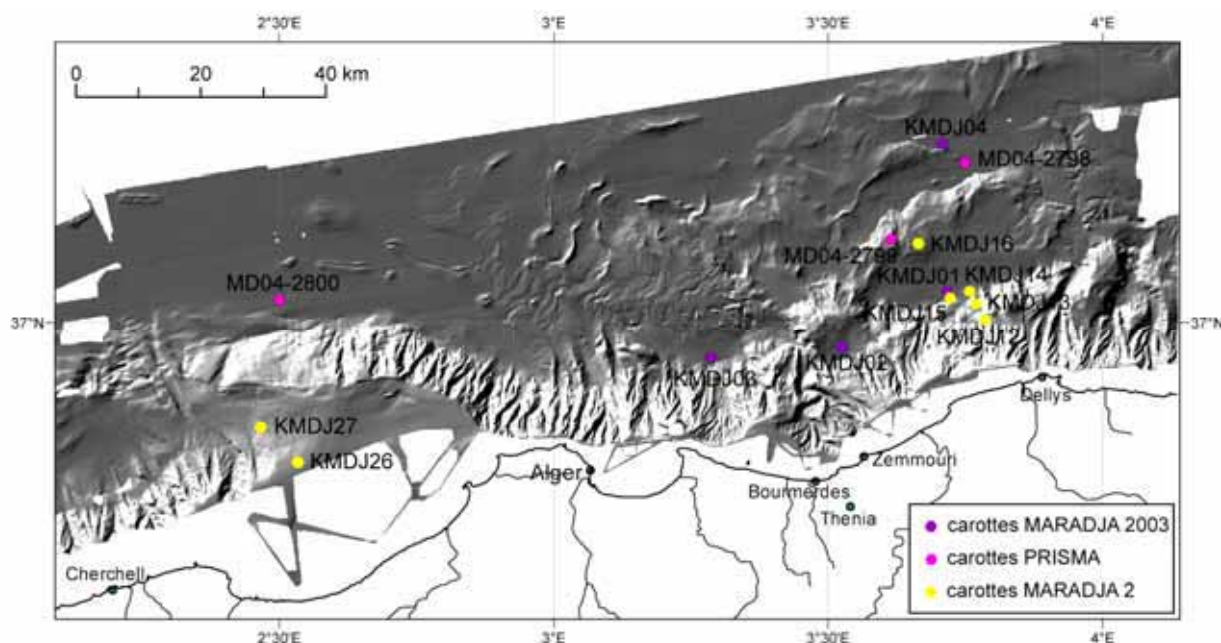


Figure II-5 : Carte bathymétrique montrant la localisation des carottes sédimentaires utilisées pour ce travail.

Données disponibles pour la zone de Nice

Parmi tous les prélèvements réalisés dans la Baie des Anges, j'ai utilisé seulement les carottes situées sur la pente continentale à proximité du glissement de 1979. Huit carottes ont été collectées lors de deux campagnes océanographiques (**tableau II-2**) (**Figure II-6**):

- GMO 1: KGMO 3, KGMO 4, KGMO 5, KGMO 6,
- Géosciences II: MD01-2468, MD01-2469, MD01-2470, MD01-2471.

Nom	Campagne	Date	Latitude	Longitude	Bathy (m)	Long. (m)
KGMO-03	GMO 1	09/04/2001	N43 38,59	E 07 13,27	29 m	4,26
KGMO-04	GMO 1	09/04/2001	N43 39,5	E 07 13,76	16 m	3,07
KGMO-05	GMO 1	09/04/2001	N43 39,52	E 07 13,88	23 m	3,57
KGMO-06	GMO 1	09/04/2001	N43 38,61	E 07 13,11	20 m	3,59
MD01-2468G	Geosciences II	30/09/2001	N43 39,60	E 07 13,89	45 m	4,4
MD01-2469G	Geosciences II	30/10/2001	N43 39,52	E 07 13,73	17 m	5,31
MD0-2470	Geosciences II	30/10/2001	N43 38,57	E 07 13,27	35 m	17,1
MD01-2471	Geosciences II	30/10/2001	N43 38,50	E 07 13,15	70 m	11,53
KENV2-01	ENVAR2	15/12/2005	N43 38,77	E 07 13,10	42	2,34
IENV2-08	ENVAR2	15/12/2005	N43 37,76	E 07 13,09	39	0,8
KENV2-02	ENVAR2	15/12/2005	N43 38,74	E 07 12,93	41	1,46
IENV2-10	ENVAR2	15/12/2005	N43 38,74	E 07 12,93	43	0,78

Tableau II-2: Les carottages disponibles pour la zone de Nice.

1.5. L'observation directe : le submersible Cyana

La Cyana est un sous-marin habité conçu pour l'observation des fonds jusqu'à 3000 m de profondeur d'eau. Elle est positionnée en surface en utilisant un système « base longue » (balises posées sur le fond), ou depuis 1997, une base ultra courte (capteur installé sur le navire porteur). Actuellement cet engin n'est plus opérationnel. Des nombreuses plongées en submersible ont été

effectuées après la catastrophe de 1979 sur la zone de Nice. Je vais présenter ici, seulement les plongées qui seront utilisés dans mon étude (**tableau II-3**). Les plongées Escyanice et Same ont été effectuées dans les thalwegs qui descendent la pente en bas du glissement de l'aéroport. La plongée Monicya a été réalisée dans le thalweg qui descend du glissement de 1979 (**Figure II-7**).

Campagne	Plongée	Date	Outils	Objectif	Temps au fond	Immersion max
Escyanice	Pl n° 08	13/04/80	Cyana	Reconnaissance de la zone de glissement	10h24-14h39	1135 m
Escyanice	Pl n° 13	20/04/80	Cyana	Prospection du canyon sous la zone de glissement	16h16-18h27	1101 m
SAME 2	Pl n° 60	13/11/86	Cyana	Reconnaissance de la zone amont au glissement de 1979	14h58-16h28	990 m
Monicya	Pl n° 75	28/10/89	Cyana	Remontée le long du glissement de 1979	15h32-18h52	859 m

Tableau II-3 : Plongées réalisées sur la pente continentale, au large de Nice afin d'investiguer la zone du glissement de 1979.

Figure II-6 présente la localisation des données utilisées pour ce travail dans la zone d'étude, au niveau de l'aéroport de Nice et sur la pente continentale.

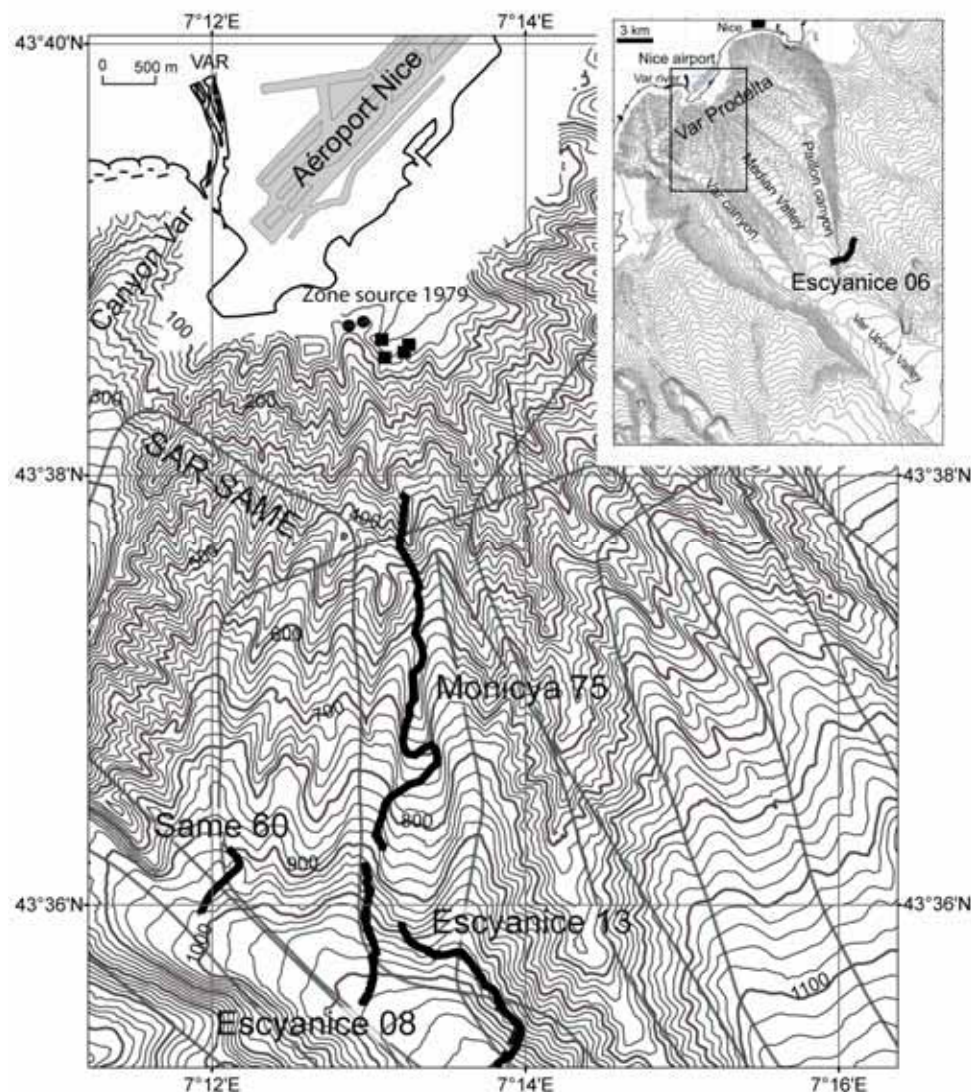


Figure II-6 : Données utilisées pour la zone de Nice.

Chapitre 2. Analyse des sédiments

Les carottes sédimentaires ont fait l'objet d'une étude sédimentologique et géotechnique afin de caractériser les faciès sédimentaires et les propriétés physiques et mécaniques des sédiments. Ce chapitre présente les différents types des mesures réalisées sur les sédiments.

2.1. Mesures sédimentaires réalisées sur les sédiments

L'étude des sédiments a représenté une partie importante de mon travail de thèse. J'ai réalisé de nombreuses analyses sur les carottes sédimentaires acquises avant ou pendant ma thèse. Ce sous-chapitre présente les types de mesures et la méthodologie appliquée pour l'analyse des carottes.

2.1.1. Le banc multiparamètres GEOTEK

Le banc MSCL (*Multi Sensor Core Logger*) permet d'effectuer des mesures non destructrices, simultanées et automatisées de la **gamma-densité (γ)**, de la **vitesse du son (V_p)**, et de la **susceptibilité magnétique (SM)**, sur les sédiments des carottes.

Ces mesures peuvent être réalisées sur les tronçons des carottes ouvertes ou non. La carotte MD04-2799 (campagne PRISMA) et les carottes issues des campagnes MARADJA 2003 et MARADJA 2, ont été passées au banc MSCL avant leur ouverture.

La mesure de la gamma-densité utilise une source radioactive de ^{137}Cs . Avant de commencer une analyse, le système doit être étalonné à l'aide de six matériaux de densité différente et connue. La carotte avance de façon régulière et un faisceau de particules gamma la traverse. Les valeurs de sortie du signal sont automatiquement traduites en terme de densité des sédiments grâce aux mesures d'étalonnage réalisées au début de l'analyse. Un signal acoustique haute fréquence est utilisé afin de réaliser la mesure des ondes P. Un émetteur envoie un signal qui est ensuite récupéré en sortie par le récepteur. La différence entre l'instant t d'émission et l'instant $t+I$ de réception fournit le temps de propagation de l'onde dans la carotte. Ce temps est directement converti en vitesse des ondes. La mesure de la susceptibilité magnétique se fait par l'intermédiaire d'un anneau pour les carottes non ouvertes et d'une pointe pour celles ouvertes. Le système consiste dans la création d'un champ électromagnétique qui permet de mettre en évidence la présence des minéraux ferromagnétiques. De façon générale, ces minéraux sont principalement contenus dans les feuillets des argiles.

Les mesures de la gamma-densité et de vitesse V_p permettent d'avoir une idée sur la nature même de sédiments (lithologie) avant l'ouverture de la carotte et sur l'histoire du dépôt des sédiments (état de consédimentation). Par exemple, pour une lithologie constante, un gradient linéaire de la densité et de la vitesse V_p , permet de supposer que les sédiments se sont déposés dans un milieu de sédimentation calme et les dépôts peuvent être considérés comme normalement consolidés. Avoir une idée sur la nature des sédiments est très important pour le choix des échantillons nécessaires pour les essais géotechniques, qui généralement utilisent une portion de carotte complète et doivent être prélevés avant ouverture.

Les résultats des mesures seront utilisés avec précaution, car des mauvaises valeurs peuvent apparaître à cause des phénomènes liés au remplissage de la carotte, au tassement des sédiments, ou à la présence de niveaux liquéfiés dus à l'effet d'aspiration du piston. Ces valeurs erronées peuvent être validées une fois la carotte ouverte.

Les mesures de susceptibilité magnétique peuvent être utilisées comme indices climatiques, car la présence des minéraux ferromagnétiques est liée à la présence de minéraux argileux dont l'abondance varie en fonction des épisodes climatiques. Des corrélations entre les dépôts de différentes carottes peuvent être ainsi réalisées.

2.1.2. La description sédimentaire de la carotte

La description sédimentaire se réalise sur une demi carotte après l'ouverture de celle-ci. Les descriptions ont été réalisées conformément à la procédure appliquée à l'Ifremer. Lors de cette description, on essaye de différencier les différentes séquences de dépôt en fonction de la granulométrie des sédiments et la couleur. Les structures internes de séquences comme les laminations parallèles ou entrecroisées, la présence de galets indurés ou de bioturbations sont aussi précisées sur la fiche descriptive. Cette fiche descriptive est un outil de travail, car elle sera utilisée comme base pour les mesures suivantes (granulométrie, teneur en carbonates...) et pour l'interprétation en terme de structures sédimentaires, processus de dépôt, etc.

La photographie est réalisée sur la demi carotte qui sera ensuite utilisée pour réaliser une plaquette pour la radioscopie rX et d'éventuels échantillonnages.

2.1.3. La radioscopie rX

La radiographie rX est une méthode non destructive qui est devenue un outil très largement utilisé pour l'analyse des carottes. Cet outil permet de visualiser *l'organisation interne des sédiments*. Dans des nombreux cas, des structures invisibles lors de la description visuelle de la carotte apparaissent sur les images rX ; exemple : des structures d'origine dynamique (lamination entrecroisée) ou de nature biologique (bioturbation). Les images rX ont été réalisées à l'Université de Bordeaux I, avec un appareil nommé *SCOPIX*. La description de cet outil, ainsi que les méthodes d'interprétation ou d'amélioration de la qualité des images, ont fait l'objet de papiers scientifiques (Migeon et al., 1999; Lofi et Weber, 2001).

2.1.4. Mesure de la granulométrie

L'analyse granulométrique concerne la mesure de la taille des grains du sédiment. Toutes les mesures ont été effectuées au granulomètre laser *COULTER LS130* du "Laboratoire Environnements Sédimentaires". Avant d'effectuer la mesure, les grains doivent être bien séparés les uns des autres, et leur taille ne doit pas dépasser 2 mm. L'analyse est très rapide, elle est reproductible et nécessite très peu de sédiment.

L'échantillonnage réalisé pour les mesures granulométriques n'a pas été effectué de la même manière pour toutes les carottes. Par exemple, pour la partie sommitale de la carotte KMDJ 04 (séquence turbiditique), j'ai échantillonné tous les niveaux avec un pas de 0,5 cm à 1 cm, afin de bien contraindre la granulométrie de toutes les lamines observées sur l'image rX. Dans les sédiments argileux, argileux-silteux, un pas d'échantillonnage compris entre 5 et 10 cm, a paru suffisant pour bien répondre à nos questions.

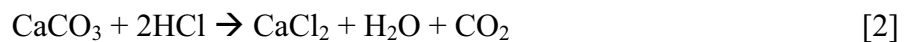
La mesure du granulomètre *COULTER* est basée sur la diffraction d'un rayon laser par les particules du sédiment. Un rayon lumineux se propage en ligne droite dans un milieu homogène et est dévié s'il rencontre une particule. L'angle avec lequel ce rayon est dévié est fonction de la taille de la particule.

Les résultats de chaque mesure donnent les valeurs en pourcentage de chaque classe granulométrique : argile < 3,9 µm, silt < 62,5 µm, sable très fin < 125 µm, sable fin < 250 µm, sable

moyen < 500 µm, sable grossier < 1000 µm et sable très grossier < 2000 µm. Ces mesures peuvent être représentées sous forme graphique.

2.1.5. Mesures de la teneur en carbonates (calcimètre Bernard et calcimètre automatique)

La *calcimétrie* est la mesure de la teneur d'un sédiment en carbonates. Il peut s'agir de carbonate de calcium ou de carbonate de magnésium, mais ce dernier est rare et a généralement la même signification génétique et géomorphologique que le premier. M. Adrien Bernard (1827-1907) a inventé en 1894 le premier instrument qui permet la mesure de la teneur en carbonates : le *calcimètre Bernard*. La réalisation de cette mesure est assez fastidieuse : un prélèvement de 250 mg broyé, anhydre (passage à l'étuve ~ 12 heures) est attaqué par une dose d'acide chlorhydrique. Le gaz carbonique s'échappe en totalité et grâce à la mesure du volume gazeux libéré, on en déduit le poids du carbonate attaqué. La réaction est :



Depuis quelques années, des appareils automatiques ont été développés, notamment un dans le Laboratoire Environnement Sédimentaires de l'Ifremer. Initialement développé par l'Université Bordeaux 1, il a été amélioré par R. Apprioual (LES).

Le *calcimètre automatique* fonctionne de la manière suivante :

- les échantillons sont séchés et réduits en poudre. Après un pesage minutieux, la poudre est placée dans des tubes afin de pouvoir procéder à la mesure ;
- 20 tubes (échantillons) peuvent être analysés successivement. Une quantité bien définie d'acide est injectée dans le tube et la mesure de la pression produite par le dégagement du CO₂ est réalisée.

La précision de la mesure dépend de la masse de l'échantillon. L'appareil peut fonctionner pour deux gammes de masse : 90-150 mg et 200-300 mg. Cet outil présente l'avantage d'être plus rapide, mais des erreurs de mesures sont possibles. Cependant, la comparaison avec les résultats du calcimètre Bernard ou la corrélation avec des mesures des couleurs, donnent de bons résultats

2.2. Essais et mesures géotechniques réalisées sur les sédiments

2.2.1. Mesures de la cohésion non drainée : essais scissométriques

Ce type d'essai permet de déterminer la cohésion non drainée des sédiments (Su), c'est-à-dire la résistance au cisaillement non drainée des sédiments cohérents (argiles, vases, limons). L'essai se réalise immédiatement après l'ouverture de la carotte et consiste à enfoncer une pale muni de deux palettes verticales et de même longueur qui s'inscrivent dans un cylindre (**figure II-7**) dans le sédiment et puis de lui imposer un mouvement de rotation angulaire constante jusqu'au cisaillement du sédiment. Une courbe d'étalonnage de l'appareil donne directement la valeur de la cohésion Su en fonction de la valeur de l'angle de torsion de la rupture.

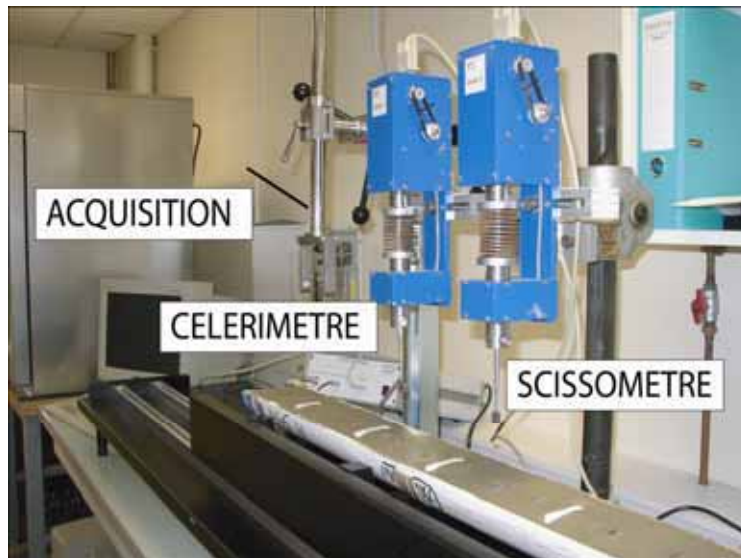


Figure II-7 : Image illustrant deux appareils de mesure du Laboratoire d'Environnement Sédimentaire : le scissomètre (mesure du C_u) et le célérimètre (mesure de la V_p).

2.2.2. Mesures V_p (célérimètre)

En même temps que l'essai scissométrique, nous pouvons procéder à la mesure directe des ondes de compression dans le sédiment. Ces mesures sont complémentaires aux mesures indirectes réalisées au banc multi paramètres MSCL (GEOTEK) (<http://www.geotek.co.uk>), précédemment présenté.

2.2.3. Mesure de la teneur en eau (w)

Un prélèvement peut être effectué en même temps que les deux mesures précédemment décrites, afin de quantifier la teneur en eau (w). La mesure est très simple, elle se réalise par deux pesées, une avant et l'autre après le passage à l'étuve ($\sim 105^\circ\text{C}$), ce qui donne d'une part $W_s + W_w$ (poids du sédiment humide) et d'autre part W_s (poids du sédiment sec).

$$w = W_w / W_s \quad [3]$$

où W_w = poids de l'eau et W_s = poids du sédiment sec.

2.2.4. Limites d'Atterberg

Ce sont des paramètres géotechniques destinés à identifier un sédiment et à caractériser son état au moyen de son indice de consistance. Par définition, les limites d'Atterberg (limites de liquidité et de plasticité) sont les teneurs en eau pondérales correspondantes à des états particuliers d'un sédiment. Elles visent à déterminer le domaine hydrique, dans lequel un sédiment argileux a un comportement plastique.

On définit de manière arbitraire pour les sédiments fins (**figure II-8**):

- une limite de liquidité w_L qui sépare l'état plastique de l'état liquide ;
- une limite de plasticité w_P qui sépare l'état plastique de l'état sédimentide.

L'état sédimentide peut lui-même être séparé en deux états : un état dans lequel l'eau absorbée est encore en place, appelé état sédimentide avec retrait et un état dans lequel toute l'eau absorbée a

disparu, appelé état sédimentide sans retrait. Le retrait est une diminution de volume qui accompagne l'élimination de l'eau absorbée.

Etat solide		Etat plastique		Etat liquide
sans retrait	w_S	avec retrait	w_P	w_L teneur en eau croissante

Figure II-8 : Schéma montrant l'état des sédiments et les limites d'Atterberg

L'indice de plasticité I_p est la différence entre la limite de liquidité et la limite de plasticité :

$$I_p = w_L - w_P \quad [4]$$

Dans le cadre de mon étude, j'ai pu réaliser environ 230 mesures afin de déterminer l'Indice de plasticité. Les limites d'Atterberg (plasticité et liquidité) ont été réalisées sur les carottes KMDJ 12, KMDJ 13, KMDJ 16 (MARADJA 2) et sur les carottes KENV2-01, KENV2-02 et IENV2-10 à l'aide du fall-cone (IFREMER).

La méthode de travail est très simple et consiste à réaliser différentes mesures sur le même échantillon de sédiment. La première mesure est réalisée sur la carotte (juste après l'ouverture) afin d'avoir une mesure de pénétration du fall-cone initiale. Ensuite, le sédiment est mélangé à des différentes quantités d'eau afin de changer son état. Dès l'obtention d'un mélange homogénéisé, on réalise la mesure de la pénétration du fall-cone dans le sédiment. Trois mesures ont été réalisées pour chaque échantillon, avec un pas d'échantillonnage aléatoire en fonction de la nature du sédiment. Les valeurs des limites w_L et w_P sont définies à partir du graphique **teneur en eau, w (%)**, vs **pénétration (mm)** (figure II-9). La pénétration est comprise entre 2 et 20 mm.

La valeur de la limite de plasticité, w_P , est lu au niveau de 20 mm de pénétration, tandis que w_P est définie pour 2 mm de pénétration.

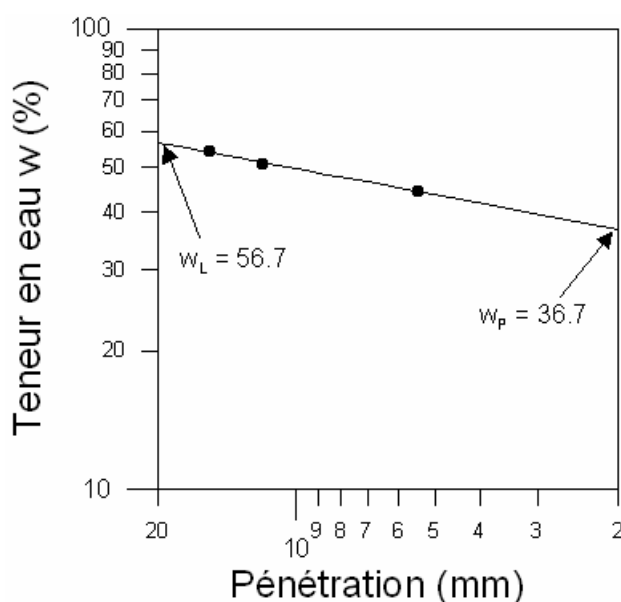


Figure II-9: Exemple de graphique utilisé pour obtenir les limites d'Atterberg (w_P et w_L).

2.2.5. Mesure de la compressibilité : essai œdométrique

L'œdomètre est un appareil qui permet de réaliser sur un échantillon de sédiment un essai de consédimentation unidimensionnelle (**figure II-10**). L'essai consiste à appliquer sur l'échantillon une contrainte verticale uniforme et à mesurer le tassement correspondant au cours du temps. L'échantillon est comprimé entre deux pierres poreuses qui permettent l'expulsion de l'eau. On mesure le tassement sous la charge puis le gonflement lors de la décharge.

Cet appareil comprend (**figure II-10**):

- un comparateur pour mesurer la valeur du tassement,
- deux pierres poreuses,
- un anneau pour contenir l'échantillon,
- un bras de levier qui va appliquer une contrainte verticale (égale à 10 fois la valeur de la masse utilisée lors de l'essai),
- un procédé d'injection des fluides.

Les paramètres imposés ou calculés lors de cet essai sont les suivants :

- σ'_{v0} = contrainte verticale effective,
- σ'_p = contrainte effective de préconsédimentation, correspondant à l'intersection entre les droites AB et BC,
- **l'indice de gonflement (Cs)** = la pente de la droite AB : $Cs = \Delta e / \Delta \log \sigma'_{BC}$,
- **indice des vides (e)**,
- **Degré de surconsolidation : OCR** (Over Consédimentation Ratio) qui correspond au rapport entre la contrainte effective de préconsédimentation (σ'_p) et la contrainte effective verticale (σ'_v) :

$$OCR = \sigma'_p / \sigma'_v$$

[5]

Le sédiment naturel est le plus souvent en équilibre sous le poids des terres qui le surmontent. Un échantillon naturel prélevé sans détruire sa structure, donne un diagramme permettant de retrouver la pression de préconsédimentation du sédiment, c'est-à-dire la charge à laquelle le squelette minéral du sédiment était soumis.

Le sédiment est considéré comme sur consolidé si **OCR > 1**, normalement consolidé si **OCR = 1** et enfin, si **OCR < 1** le sédiment est considéré sous consolidé.

Après chaque pallier de chargement, une mesure de la **perméabilité** peut aussi être réalisée. Cette mesure doit être effectuée après la mise en équilibre hydrodynamique sous une charge et on peut suivre les variations de la perméabilité en fonction de l'état de consédimentation du sédiment.

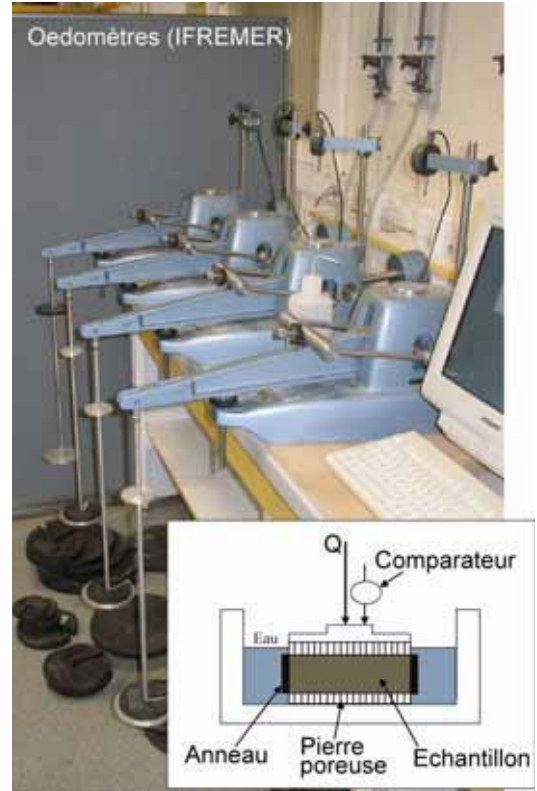


Figure II-10 : Oedomètres à Ifremer

2.2.6. Essais triaxiaux cycliques

Lors d'un tremblement de terre les ondes sismiques imposent des mouvements cycliques aux sédiments. Afin de comprendre la réponse des sédiments à ces charges cycliques, nous avons réalisé des essais de laboratoire.

L'essai triaxial cyclique se réalise grâce à une presse mécanique (**figure II-11**) sur un échantillon cylindrique du sédiment, de quelques centimètres de diamètre et d'une dizaine de centimètres de hauteur.



Figure II-11 : Image illustrant la cellule triaxiale utilisée pour les essais cycliques par FUGRO – Paris.

L'échantillon est entouré latéralement par une fine membrane cylindrique en caoutchouc et placé ensuite dans une cellule en plexiglas. La cellule est remplie d'eau et on augmente progressivement la pression de confinement. La sédimentlicitation sur l'échantillon comprend d'une part une pression latérale σ_3 exercée par l'intermédiaire de l'eau comprimé et d'autre part par une force axiale F_1 appliquée à l'aide d'un piston. Aux extrémités de l'échantillon sont placées des pierres poreuses rigides qui sont reliées au système de mesure de la pression interstitielle (u) de l'eau dans le cas d'un sédiment saturé et d'effectuer ou non le drainage de l'échantillon. Lors d'un essai triaxial cyclique la force appliquée par le piston maintenue durant l'essai comprend plusieurs cycles. Le mouvement du piston est cyclique (compression / extension).

Douze essais triaxiaux cycliques ont été réalisés sur la carotte MD04-2799 collectée lors de la campagne PRISMA (2004). Tous les essais ont été effectués par FUGRO-Paris. Le **tableau II-4** présente les caractéristiques des essais cycliques réalisés dans ce travail.

Tests	Section	Depth (m)	σ'_{3c} (kPa)	$\Delta q/\sigma'_{3c}$
1	V-1	6,96-7,06	50	0,10
2	V-2	7,06-7,16	50	0,40
3	V-3	7,16-7,26	50	0,60
4	VI-1	8,47-8,62	50	0,70
5	VI-2	8,62-8,77	50	0,81
6	VIII-1	11,50-11,65	100	0,50
7	VIII-2	11,65-11,8	100	0,60
8	IX-1	12,20-12,35	100	0,70
9	IX-2	12,35-12,5	100	0,80

10	XII-1	16,10-16,25	100	0,40
11	XII-2	16,25-16,40	100	0,50
12	XII-3	16,40-16,55	100	0,60

Tableau II-4 : Caractéristiques des essais cycliques réalisés sur la carotte PRISMA (MD04-2799).

Plusieurs essais triaxiaux cycliques avaient été réalisés sur les sédiments de la zone de Nice. Les résultats ont été en partie présentés par Sultan et al. (2004) et Sols Essais (1994). Le **tableau II-5** réunit la totalité des essais cycliques réalisés sur les sédiments.

Echantillon	Carotte	Profondeur (m)	Nb de tests	$\Delta q/\sigma'_{3c}$
S1	MD01-2470	7 – 7,3	2	0,24 – 0,41
S2	MD01-2470	10 – 10,3	2	0,096 – 0,17
S3	KGMO-04	1 – 1,2	1	0,25
S4	KGMO-05	2 – 3	5	0,096-0,23-0,5-0,66-0,83
C3-1	Sols Essais	37,25	1	0,4
C3-2	Sols Essais	37,40	1	0,4
C4-1	Sols Essais	53,30	1	1,0
C4-2	Sols Essais	53,50	1	0,6
C4-3	Sols Essais	53,70	1	0,5
C5-2	Sols Essais	55,55	1	0,6
C8-2	Sols Essais	73,00	1	0,6

Tableau II-5: Caractéristiques des essais cycliques disponibles pour la zone de Nice (Sultan et al., 2004 et Sols Essais, 1994).

Chapitre 3. La modélisation numérique

3.1. FEMUSLOPE - méthode des éléments finis (Sultan et al., 2001)

Le modèle numérique FEMUSLOPE est basé sur la méthode des éléments finis. Ce modèle est utilisé pour la détermination de la stabilité de la pente et a été appliqué pour la zone de Nice. Le sédiment est considéré d'après le critère de l'élasticité Mohr-Coulomb comme étant un matériel parfaitement plastique. La surface de charge f a été définie d'après la formule suivante :

$$f = p \sin \varphi' + q \left(\frac{\cos \theta}{\sqrt{3}} - \frac{\sin \theta \sin \varphi'}{3} \right) - c' \cos \varphi' \quad [6]$$

où c' est la cohésion drainée, φ' correspond à l'angle de frottement interne effectif, p , q et θ représentent la première, seconde et troisième invariante de contraintes. Les calculs sont réalisés sous l'hypothèse d'une déformation plane.

Dans la méthode d'équilibre à limite, le facteur de sécurité (FOS) est décrit comme :

$$FOS = \frac{\text{Forces (ou moment) résistantes}}{\text{Forces (ou moment) motrices}} \quad [7]$$

Dans le cas des éléments finis, la détermination du FOS consiste à calculer le déplacement maximum pour différentes valeurs du FOS. Le facteur de sécurité est utilisé pour diminuer la valeur du c' ou Su (cohésion drainée ou cohésion non drainée) et du φ' (l'angle de frottement interne effectif) suivant les équations présentées ci-dessous, afin d'amener l'état de la pente à la rupture.

$$c_{FOS} = \frac{c'}{FOS} \quad [8]$$

$$\varphi_{FOS} = \tan^{-1} \left(\frac{\varphi'}{FOS} \right) \quad [9]$$

c_{FOS} et φ_{FOS} représentent les paramètres de la résistance au cisaillement partiel.

La valeur du FOS correspondant à une augmentation soudaine du déplacement est définie comme étant la valeur critique du FOS. La rupture apparaît au moment où la valeur du FOS est égale à 1 (FOS=1). Les valeurs positives ou égales à zéro de la surface de charge (f) correspondent à des sédiments qui ont été soumis à des déformations plastiques. A part le FOS, le modèle permet le calcul du tenseur des contraintes, du déplacement et de la surface de charge (indiquant la déformation plastique du sédiment). Le domaine d'étude doit être une grille caractérisée par 4517 noeuds et 1428 éléments. Chaque couche sédimentaire doit être caractérisée par des paramètres géotechniques:

- cohésion non drainée (Su),
- l'angle de frottement interne (φ'),
- l'angle de dilatance (Ψ),
- le poids volumique déjaugé (γ'),
- le module de Young (E),

- et le coefficient de Poisson (ν).

Trois fichiers de sortie sont disponibles après le calcul. Le premier fichier contient les caractéristiques géométriques de chaque noeud et chaque élément de la grille. Ce fichier donne aussi le déplacement en fonction du facteur de sécurité. Le deuxième fichier, comporte les valeurs des déplacements horizontaux et verticaux pour chaque noeud. Enfin, le troisième fichier comprend 6 colonnes avec des informations sur la géométrie (x, y), la surface de charge, la contrainte moyenne effective (σ_n ou $p' = (\sigma'_1 + 2\sigma'_3)/3$), la contrainte déviatorique q ($q = \sigma_1 - \sigma_3$) et le troisième invariant des contraintes (θ).

Nous avons choisi de représenter les différents résultats sous la forme de graphique ou de cartes des contours (la surface de charge, les déplacements, q/p , FOS vs déplacement, etc). Les résultats seront présentés par la suite dans la quatrième partie du manuscrit.

3.2. Le modèle *SAMU 3D* - méthode d'analyse limite (Sultan et al., 2007)

Ce modèle numérique a été créé et validé par N. Sultan (Sultan et al., 2007) afin de réaliser une évaluation de la stabilité des pentes en 3 dimensions. L'approche théorique est basée sur la méthode d'analyse limite. Cette méthode demande de définir 1) une surface de rupture critique et 2) un champ de vitesse qui prend en compte les conditions aux limites et qui permet de déterminer la déformation dans le sédiment délimité par la surface de rupture.

Surface de rupture

La surface de rupture dépend de 8 paramètres définissant la forme de cette surface ($\alpha, M, \beta, Mz, \delta_1, \delta_2, B, xc$). On considère une surface de rupture $f(x,y,z)$ flexible afin d'identifier la surface de rupture la plus critique.

$$f(x,y,z) = \Psi(\alpha, M, \beta, Mz, \delta_1, \delta_2, B, xc) \quad [10]$$

La **figure II-12** présente différentes formes de la surface de rupture en fonction des différents paramètres $M, \alpha, \beta, Mz, \delta$ et δ_2 . Les 6 surfaces de rupture illustrées dans la **figure II-13** sont issues de la combinaison de différents paramètres ce qui montre la flexibilité de la forme de la surface afin de trouver la surface la plus critique.

Le comportement du sédiment est supposé plastique partout sur la surface de rupture. L'effondrement (la rupture) du sédiment aura lieu au moment où l'énergie des surcharges externes dépasse l'énergie de la dissipation plastique interne. A la rupture, on a:

$$\int_{\Omega} \sigma_{ij}^* \varepsilon_{ij}^* dV + \int_{\Gamma} dD_S^* = W.V^* + T^*.V^* \quad [11]$$

Le FOS est utilisé pour diminuer la valeur du c' ou Su (cohésion drainée ou cohésion non drainée) et du φ' (l'angle de frottement interne) suivant les équations présentées ci-dessous, afin d'amener l'état de la pente à la rupture.

$$c_{FOS} = \frac{c'}{FOS} \quad [12]$$

$$\phi_{FOS} = \tan^{-1} \left(\frac{\phi'}{FOS} \right) \quad [13]$$

c_{FOS} et ϕ_{FOS} représentent les paramètres de la résistance au cisaillement partiel.

Pour une charge donnée, générée par un facteur externe, la surface de rupture critique en 3D correspond au minimum du FOS, qui est identifié en optimisant les différents paramètres géométriques du modèle. L'évaluation de la stabilité de la pente devient un problème numérique qui consiste à trouver la combinaison des paramètres qui donne un facteur de sécurité minimum.

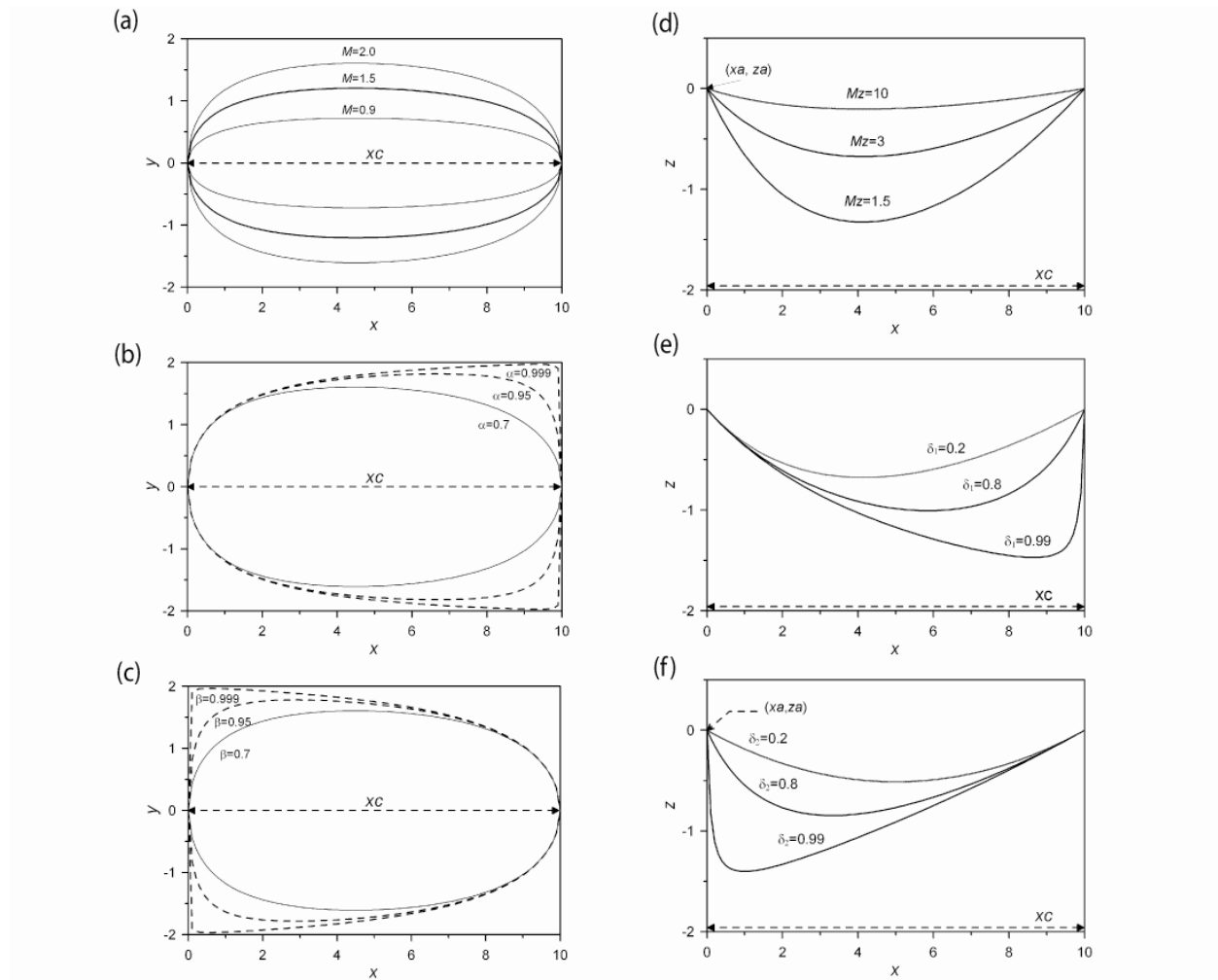


Figure II-12 : Paramètres utilisés pour caractériser la forme de la surface de rupture (Sultan et al., 2007).

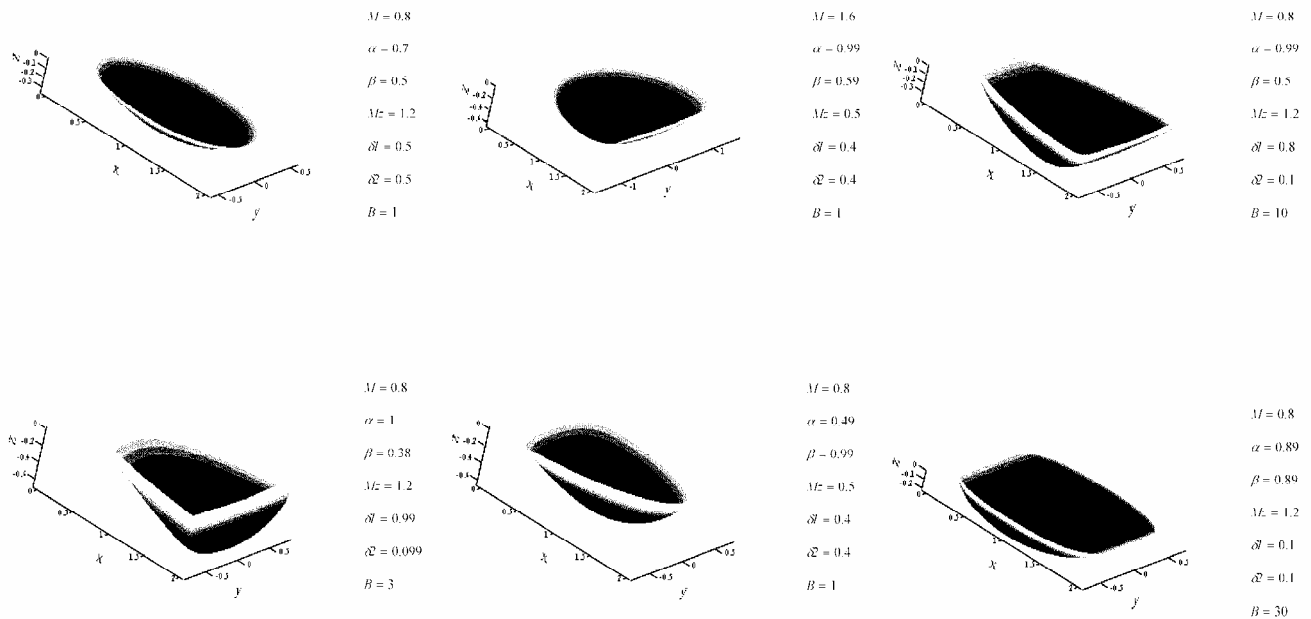


Figure II-13: Six surface de ruptures générées par de combinaison différents des paramètres afin de montrer la variabilité et la flexibilité de la forme de la surface de rupture (Sultan et al., 2007).

3.3. Cyclic 1D (UCSD ; Elgamal et al., 2002 ; Yang et al., 2004)

Le programme Cyclic 1D est un programme de calcul en libre accès sur Internet proposé par l'Université de Californie, San Diego (<http://cyclic.ucsd.edu/>). Yang et al. (2004) ont réalisé une présentation détaillée du modèle Cyclic 1D. Le programme permet la simulation de la réponse due à un tremblement de terre, y compris la prévision de la propagation d'onde latérale. Le modèle est basé sur la méthode des éléments finis et prend en compte : (1) le profil géométrique du sédiment, (2) la composition lithologique, mécanique et physique du sédiment, (3) coefficients visqueux de Rayleigh et (4) les caractéristiques du séisme.

1. Données d'entrées:

- Le profil géométrique

Plusieurs paramètres doivent être précisés avant la simulation :

- la profondeur de la colonne de sédiments (5 – 100 mètres),
- nombre d'éléments (10 – 100 éléments),
- la pente (0 – 10 degrés),
- le socle (ex : rigide).

- Les propriétés du sédiment

Les auteurs ont défini 15 différents types de sédiment en se basant sur les données existantes dans la littérature. Les sédiments prédéfinis sont séparés en deux catégories : sédiments non cohésifs et les sédiments cohésifs. Pour les matériaux non cohésifs, la densité relative et la perméabilité sont les caractéristiques les plus importantes qui contrôlent le comportement contrainte – déformation et la liquéfaction. Les sédiments cohésifs ont été caractérisés par rapport à la valeur de la résistance au cisaillement (S_u). L'utilisateur peut aussi définir d'autre type d'argile en spécifiant le poids volumique, la résistance au cisaillement et la vitesse des ondes de cisaillement (V_s).

- L'accélérogramme

L'accélérogramme (accélération vs temps) du séisme que l'on souhaite simuler peut être définie 1) à partir de la librairie existante en ligne (<http://peer.berkeley.edu/research/motions/>) ou 2) ou avec l'option "U-shake" qui permet à l'utilisateur d'introduire son propre fichier.

2. Résultats:

Cyclic 1D permet d'obtenir plusieurs résultats comme : l'accélération (*acceleration*), le déplacement (*displacement*), la surpression interstitielle (*excess pore pressure*), la contrainte du cisaillement (*shear stress*) et la déformation déviatorique (*shear strain*). Les résultats peuvent être présentés sous forme des graphiques ou des fichiers. L'utilisateur a le choix de voir les résultats pour tout le profile lithologique ou pour la profondeur souhaitée. Il est aussi possible de réaliser des animations.

Ce programme a été utilisé pour les deux zones d'étude et les résultats seront détaillés par la suite dans le manuscript.

PARTIE III : Caractérisation morphologique et évaluation de la stabilité de la zone d'Alger (Marge Algérienne)

La marge algérienne est un nouveau chantier d'étude où les premières données n'ont été acquises qu'à partir d'août - septembre 2003. Mon travail s'est concentré sur l'étude de la zone située au large de la ville d'Alger où, en mai 2003, le séisme dit de Boumerdès a eu lieu.

De nombreuses données géophysiques (bathymétrie, imagerie, profils sismiques haute résolution), et de carottages sont disponibles pour cette étude, issues de trois campagnes différentes : MARADJA (2003), PRISMA (2004) et MARADJA 2 (2005).

Les objectifs principaux de l'étude de la marge algérienne, zone d'Alger, sont les suivants :

- La caractérisation morpho-sédimentaire de la zone.
- La cartographie des instabilités et des dépôts gravitaires.
- La caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments.
- L'identification des mécanismes responsables dans l'initiation des instabilités observées dans la zone d'étude.
- Evaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude.

SOMMAIRE

Chapitre 1. Description générale de la marge algérienne.....	71
Chapitre 2. Description morpho-sédimentaire générale de la zone d'Alger.....	97
Chapitre 3. Analyse des processus gravitaires dans la zone d'Alger	111
Chapitre 4. Evaluation de la stabilité d'une pente (exemple de l'escarpement S1).....	179
Discussion	187

Chapitre 1. Description générale de la marge algérienne

La marge algérienne est située au Nord de l'Afrique, dans le bassin de la Méditerranée Occidentale (**figure III-1**). Elle est limitée à l'ouest par la marge marocaine et par la marge tunisienne vers l'est. Au pied de la pente continentale algéroise se trouve le bassin algéro-baléare qui s'étend jusqu'au pied des Îles des Baléares. Le bassin algéro-baléare est délimité à l'ouest par la mer d'Alboran.

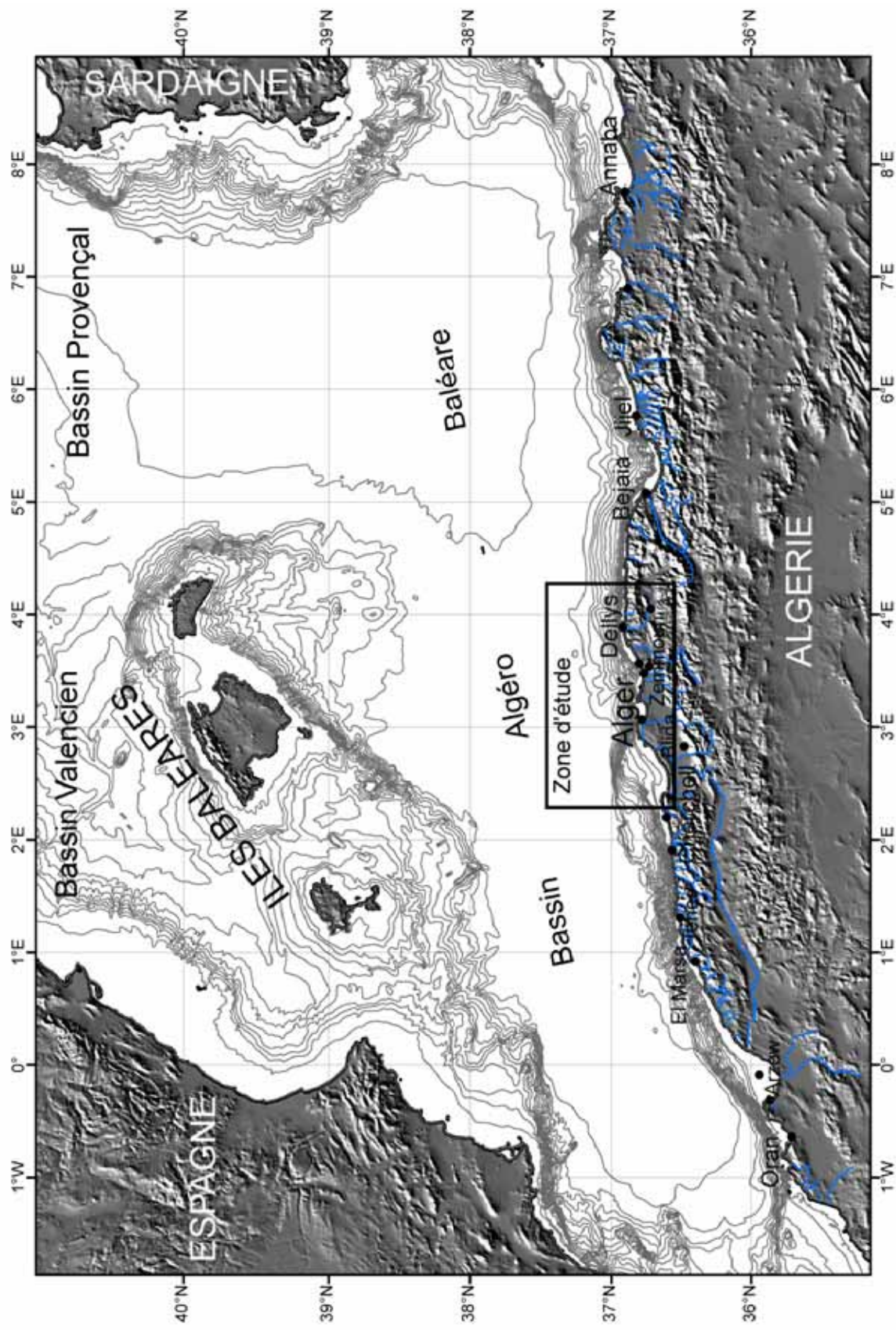


Figure III-1 : Localisation de la marge algérienne dans le cadre méditerranéen et localisation de la zone d'étude au niveau de la marge algérienne.

1.1. Contexte géodynamique et tectonique

L'évolution géodynamique de la Méditerranée est associée au comportement relatif de deux plaques tectoniques: l'Europe et l'Afrique. La cinématique de ces deux plaques a été étudiée et décrite par Olivet et al. (1984) à partir d'anomalies magnétiques de l'Atlantique (**figure III-2**).

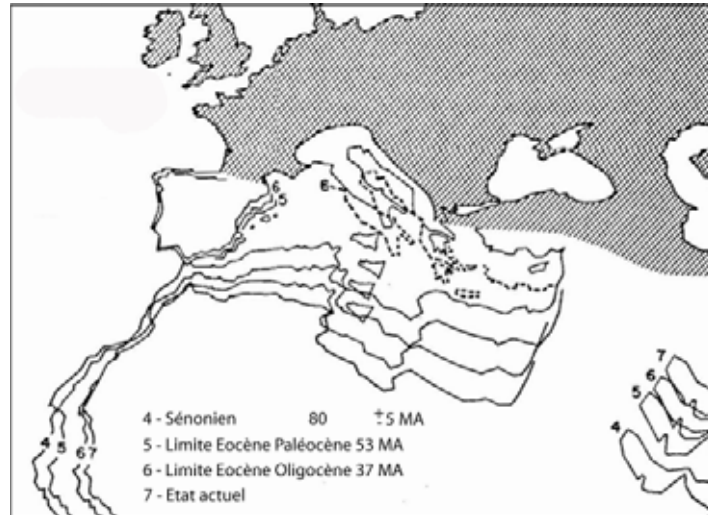


Figure III-2 : Evolution géodynamique du bassin méditerranéen (d'après Olivet et al., 1984).

Le mouvement sénestre de l'Afrique par rapport à l'Europe est suivi par la convergence de deux plaques qui débute à la fin du Crétacé et se poursuit jusqu'à l'Actuel. L'ouverture du bassin méditerranéen a eu lieu dans cet espace qui n'a cessé de se réduire.

Des chaînes de montagne résultent de la fermeture de bassins océaniques mésozoïques téthysiens. La Méditerranée occidentale est bordée au Sud et à l'Est par des chaînes de montagne qui sont parallèles à ses côtes et qui sont sensiblement contemporaines de ses différents bassins (Bouillin, 1986) (**figure III-3**).

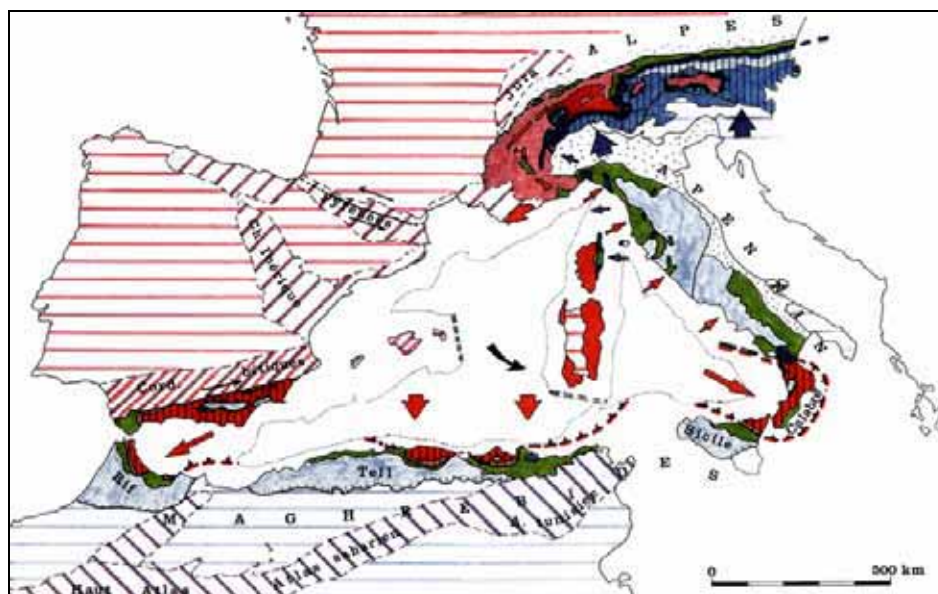


Figure III-3 : Les chaînes de montagne dans le cadre méditerranéen (d'après Bouillin, 1986).

Ces chaînes de montagne sont:

- les **Apennins**, qui frangent la mer Tyrrhénienne ;
- la chaîne des **Maghrébides** qui s'étend du détroit de Gibraltar à la Tunisie, mais se poursuit en Sicile et en Calabre où elle se relie à l'Apennin ;
- les **Cordillères bétiques** qui bordent la rive Nord de la mer d'Alboran et se prolongent dans les îles Baléares.

L'histoire du bassin Nord-Algérien est étroitement liée à celle de la chaîne des Maghrébides et les études géologiques à terre ont permis de caractériser la chaîne et d'y reconnaître trois grands domaines (Wildi, 1983) (**figure III-4**) :

- Les *zones externes* de la chaîne, appelées **zones telliennes** en Algérie. Ces zones sont caractérisées par la présence des séries crétacées et paléogènes à dominance marneuse, généralement décollées de leur substratum jurassique. Ces séries découpées et empilées les unes sur les autres caractérisent les nappes telliennes.
- Les *nappes de flysch*. Ces nappes chevauchent les séries de nappes telliennes.
- Les *zones internes* qui chevauchent à leur tour les nappes de flysch, sont constituées par deux ensembles antérieurs au Miocène : (a) les massifs hercyniens et (b) les écaillés de terrains sédimentaires d'âge triasique à l'éocène.

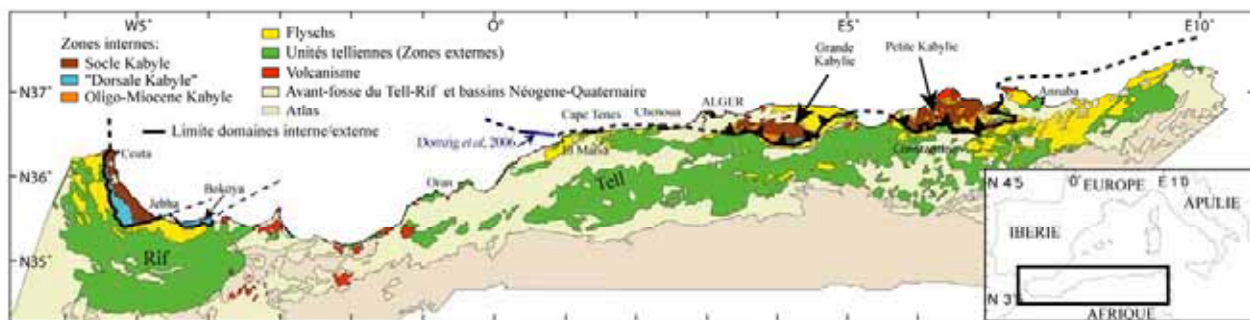


Figure III-4 : Carte géologique du nord de l'Afrique montrant les différentes unités géologiques (d'après Wildi, 1983 ; Domzig et al., 2006).

L'étude de la chaîne de Maghrébides a permis de montrer qu'elle s'était formée sur l'emplacement d'un ancien bassin téthysien, le bassin Maghrébin, qui séparait l'Europe de l'Afrique à partir du Jurassique.

L'histoire peut être sommairement reconstituée en 7 grands épisodes :

- (1) Le **rifting** au Lias inférieur-moyen et l'**ouverture d'un bassin profond**, probablement en partie océanique, au Jurassique moyen-supérieur représentent le premier stade de l'évolution. Les deux marges du bassin correspondent respectivement aux zones externes de la chaîne des Maghrébides, du côté africain et à la Dorsale calcaire, du côté européen (**figure III-5**). Cette dernière marge se développait à la bordure méridionale d'un domaine formé par l'AlKaPeCa (domaine Alboran, Kabylies, Péloritains, Calabre) lui-même rattaché aux Baléares et à la Sardaigne (Bouillin, 1986).
- (2) Le Bassin Maghrébin commence à recevoir la sédimentation profonde des flyschs au cours du Crétacé. En Algérie, il semblerait que les socles des zones internes kabyles aient subi un épisode tectono-métamorphique éo-alpin.

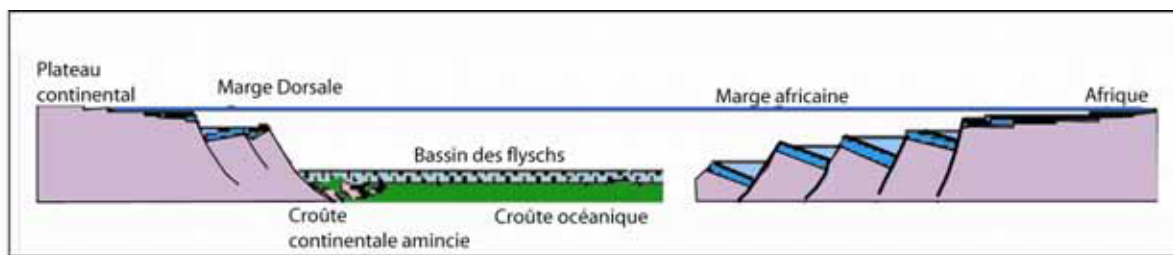


Figure III-5 : Evolution géodynamique - rifting au Lias inférieur - moyen (d'après Bouillin, 1986 ; Le Roy, 2004).

(3) A partir de l'Eocène supérieur, on note l'érosion de reliefs, associée à la subduction de la Téthys sous la bordure sud européenne formée par le bloc AlKaPeCa, qui est encore rattaché aux Baléares et à la Sardaigne (Vergès et Sàbat 1999; Frizon de Lamotte et al., 2000) (**figure III-6a**).

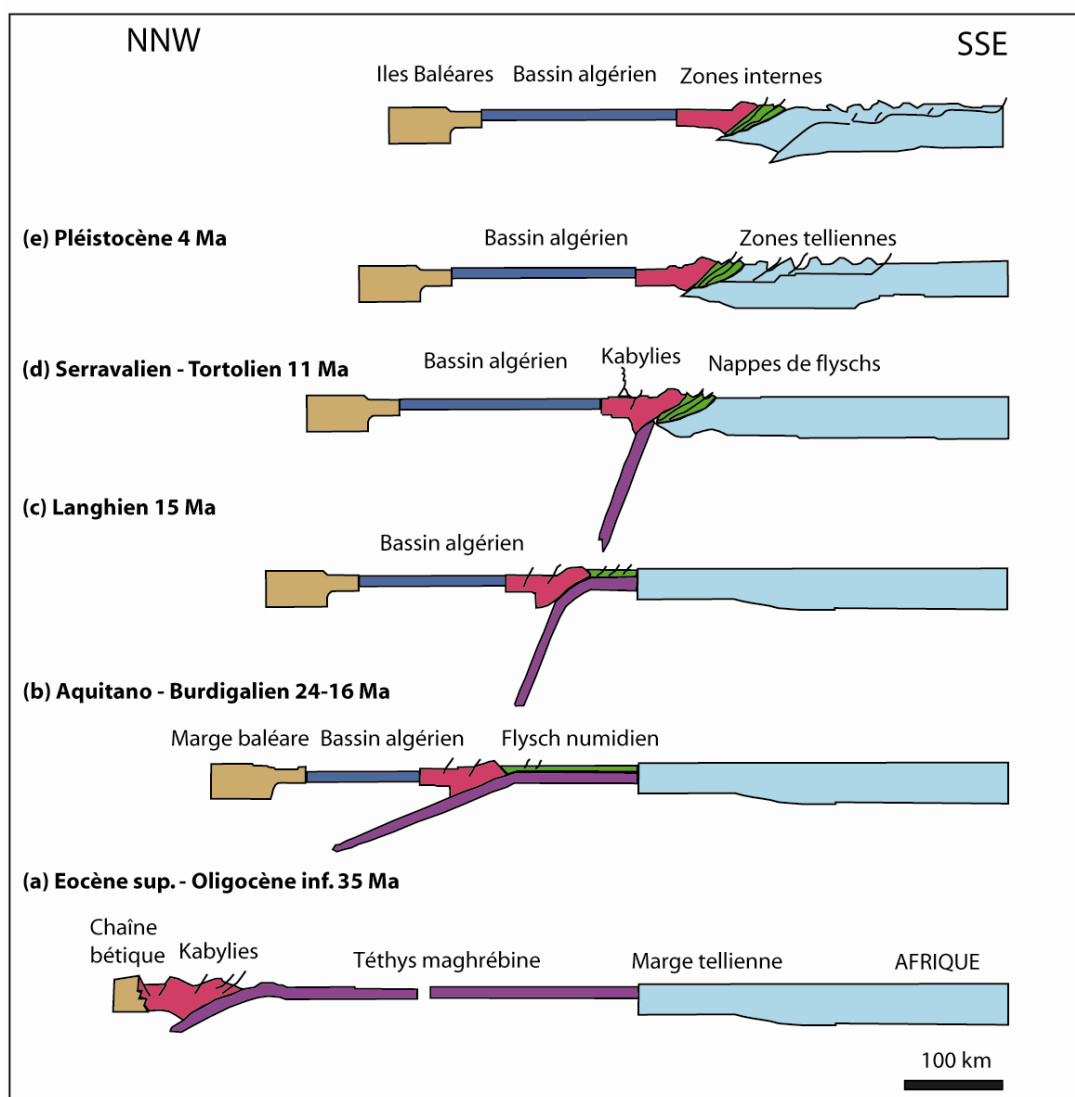


Figure III-6 : Modèle cinématique de la structuration de la chaîne des Maghrébides, illustrant le scénario proposé sur une transversale allant de la marge des Baléares jusqu'à la Plateforme saharienne (modifié et complété de Vergès et Sàbat, 1999 ; Frizon de Lamotte et al., 2000).

(4) A partir de l'Oligocène supérieur, les massifs de l'AlKaPeCa se séparent de la marge Sardaigne-Baléares du fait de l'ouverture du bassin nord-algérien (Auzende et al., 1973; Vergès et Sàbat,

1999; Frizon de Lamotte et al., 2000). Le bloc AlKaPeCa est envahi par la mer et recouvert vers le nord par les dépôts détritiques de l'Oligo-Miocène kabyle. Au Sud, la série détritique numidienne se dépose dans la partie restante du bassin maghrébin et sur une partie de la marge tellienne (**figure III-6b**).

(5) Au Burdigalien, l'ouverture du bassin Nord-algérien se poursuit grâce à la rotation de la plaque corso-sarde. Les massifs de l'AlKaPeCa poursuivent leur dérive vers le Sud et entrent en collision avec la plaque africaine, ce qui provoque le glissement dans le bassin nord-algérien, sous forme d'olistostromes et de nappes gravitaires, d'une partie des flyschs et des marnes des zones externes accumulés tectoniquement au Sud de la Dorsale (Bouillin, 1978). A ce stade, la Téthys maghrébine est complètement suturée et les zones internes kabyles et Péloritaine sont attachées à l'Afrique (**figure III-6b**).

(6) Au Langhien (15 Ma) des bassins sédimentaires scellent les chevauchements dans les zones internes, tandis que le magmatisme commence à débiter (**figure III-6c**). Ce magmatisme, postérieur à la subduction, est attribué au détachement de slab qui a suivi cette dernière (Maury, 2000). Les chevauchements se poursuivent dans les zones externes, au Serravallien et au Tortonien, indiquant la poursuite de la convergence entre les zones internes et la marge africaine accompagnée d'une migration de la déformation vers le Sud (Frizon de Lamotte et al., 2000) (**figure III-6d**).

(7) La convergence entre l'Europe et l'Afrique continue au Pléistocène et au Quaternaire inférieur et elle est principalement enregistrée dans les chaînes atlasiques (Frizon de Lamotte et al., 2000), mais, en Algérie, elle affecte aussi le bassin du Chélif (Megrahoui et al., 1986) et l'Algérois (Boudiaf, 1996) en développant des chevauchements, des plis de rampe et des décrochements (**figure III-6e**).

Le cadre géodynamique de la marge algérienne a été dressé afin de comprendre l'histoire de cette zone, sans vraiment utiliser les données par la suite.

1.2. Contexte climatique et hydrologique

(a) Climat actuel

Actuellement, l'Algérie est caractérisée par un climat chaud et aride, seule la façade méditerranéenne est caractérisée par un climat méditerranéen. Au Nord, sur les villes côtières, les températures hivernales varient entre 8 et 15°C. Les températures grimpent à 25°C au mois de mai pour atteindre une moyenne de 28°C à 30°C en juillet et août.

Les configurations des reliefs côtiers jouent un rôle important sur les conditions météorologiques, plus particulièrement sur le régime des pluies. Les pluies sont généralement irrégulières, parfois très violentes et inégalement réparties. Selon une moyenne établie, sur la base des données Office national de météorologie (ONM) (période 1986/1994), les régions littorales proches d'Alger reçoivent une pluviométrie annuelle d'environ 690 mm/an.

(b) Régime hydrographique

Les oueds prennent leurs sources dans l'Atlas Tellien et les plus importants dans la zone d'Alger sont, de l'ouest à l'est : l'oued Mazafran, l'oued Isser et l'oued Sébaou (**figure III-7**).

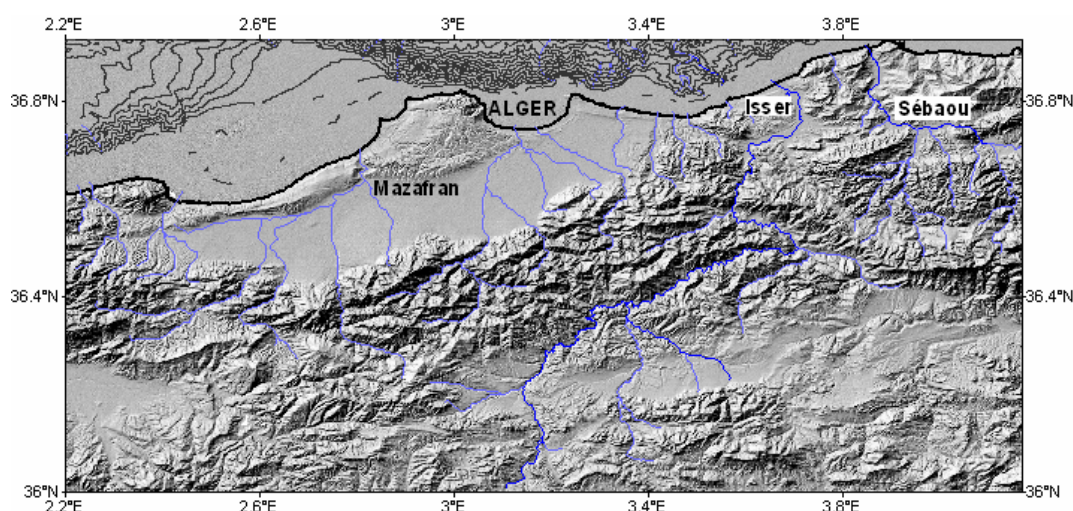


Figure III-7: Topographie de la zone d'Alger montrant les principaux oueds.

Le **tableau III-1** présente une comparaison entre les trois oueds situés dans la zone d'Alger. Les mesures viennent de différentes sources : Leclaire, 1970 ; Pauc et al., 1997 ; Annuaire Hydrologique de l'Algérie (1947-1958) ; ANRH Alger-Birmandreis (1961-1994) et le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003). Parmi les trois oueds, l'oued Isser se remarque par la plus importante taille du bassin de drainage, par sa longueur et aussi par sa charge sédimentide (**tableau III-1**).

Le rapport publié par le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003) souligne le fait que les cours d'eau débouchant sur la côte ont un débit irrégulier. Leurs embouchures sont souvent colmatées en été et elles ne se dégagent qu'en hiver avec les effets de chasse provoqués par les forts débits dus aux premières pluies. D'après les mesures effectuées aux embouchures des oueds, il semble que l'oued Sébaou a le débit le plus important. L'oued Isser et l'oued Mazafran se caractérisent par de valeurs similaires et plus faibles que l'oued Sébaou (**tableau III-1**).

Oueds	Bassin versant (km ²)	Longueur (km)	Charge annuelle sédimentide (10 ⁶ t)		Charge annuelle liquide (10 ⁶ m ³)		Débit liquide (m ³ /s) (3)
			Leclaire (1970)	Pauc et al. (1997)	(1)	(2)	
Isser	4149	200	4,8	0,1	420	150	14,1
Mazafran	1912	68	3	0,13	435	226	13,8
Sébaou	2501	92	1,2	0,27	755	588	33,4

(1) Annuaire Hydrologique de l'Algérie (1947-1958)

(2) ANRH Alger-Birmandreis (1961-1994)

(3) Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement (2003)

Tableau III-1 : Valeurs caractérisant les trois principaux oueds dans la zone d'étude.

(c) Le régime hydrodynamique

Le régime général des houles est lié à celui des vents qui les génèrent. Du fait de son orientation, la côte algérienne est exposée durant toute l'année aux houles provenant principalement du secteur E.N.E à W.N.W. Les houles les plus fréquentes sont celles qui proviennent de l'Ouest et du Nord-Ouest. Les statistiques sont les suivantes et concernent les houles déployées au large : Houle annuelle : amplitude 3,5 m ; Houle biannuelle : amplitude 5 m ; Houle quinquennale : amplitude 5

m ; Houle décennale : amplitude 7 m ; Houle cinquantennale: amplitude 9 m ; Houle centennale : amplitude 10 m.

La **figure III-8** présente la circulation des masses d'eaux dans la Méditerranée Occidentale (Millot, 1999).

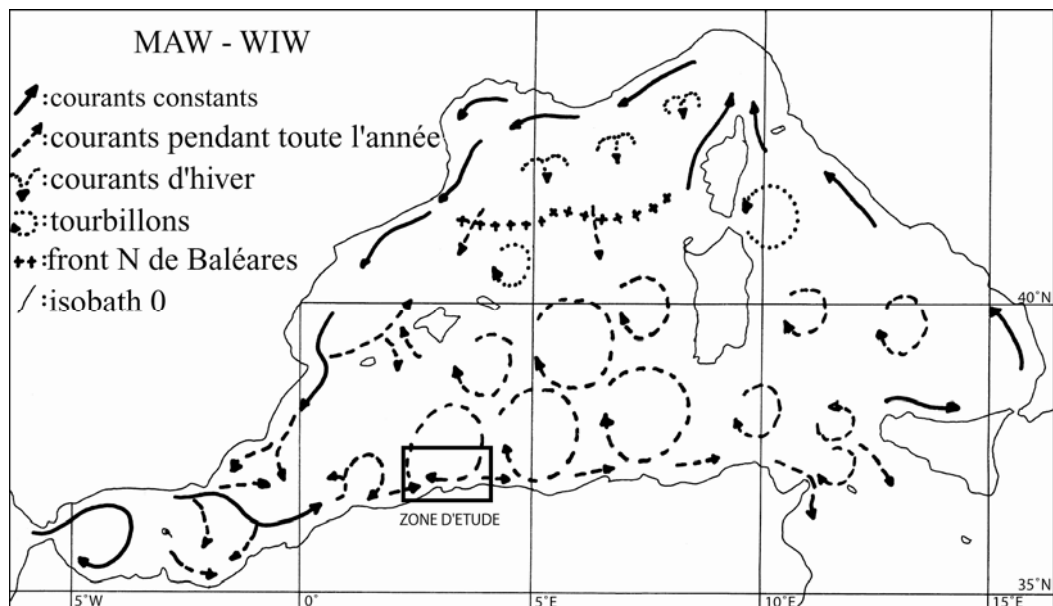


Figure III-8 : Circulation des masses d'eaux en Méditerranée Occidentale : MAW (Modified Atlantic Water) et WIW (Winter Intermediate Water) (modifié d'après Millot, 1999).

Au large, la circulation se caractérise par un mouvement tourbillonnaire (**figure III-8**). Par contre, au niveau de la côte les masses d'eaux longent la marge algérienne suivant une direction ouest-est (courant algérien). Le courant algérien a une vitesse moyenne de l'ordre de 1 à 1,5 m/s. Au niveau local, notamment à l'intérieur des baies, des courants côtiers sont générés par les vents et les houles (courants de dérive et contre-courants). Les courants côtiers jouent un rôle important dans la distribution des sédiments aux embouchures des oueds.

1.3. Contexte géologique

(a) Domaine continental

De Dellys à Alger, la côte recoupe les zones internes de la chaîne. Aux environs de Dellys affleurent surtout des olistostromes de flyschs et des marnes telliennes qui ont glissé dans le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle. Le tout est recouvert en discordance par les dépôts du Miocène post nappes et traversé par des produits volcaniques miocènes avec, en particulier, les basaltes du Cap Djinet (Raymond, 1976).

Le socle affleure plus au Sud, ainsi que la Dorsale calcaire qui forme les chaînons du Djurdjura et, vers l'Ouest, le massif du Bou Zegza. Le socle kabyle affleure en bord de mer nettement plus à l'Ouest, dans le massif d'Alger (Saadallah, 1981). De part et d'autre de ce massif, le littoral recoupe les dépôts plio-quaternaires de la Mitidja qui s'étendent sur une trentaine de kilomètres vers le Sud.

(b) Domaine marin

La répartition des sédiments sur le plateau continental

Les travaux effectués par Leclaire (1970) sur des carottes sédimentaires, lui ont permis de réaliser de cartes sédimentologiques mettant en évidence la distribution des sédiments sur le plateau continental. Quatre principaux faciès ont été observés sur le plateau continental algérois et ils sont décrits de la côte vers le large comme étant (**figure III-9**):

- des sables siliceux à quartz et tourmaline de la bordure littorale meuble,
- des boues à illite et quartz des vasières et des bandes de vase intermédiaire,
- des sables et graviers calcaires à Algues et Bryozoaires qui se subdivisent en sables récents et sables anciens,
- des boues à foraminifères du rebord continental.

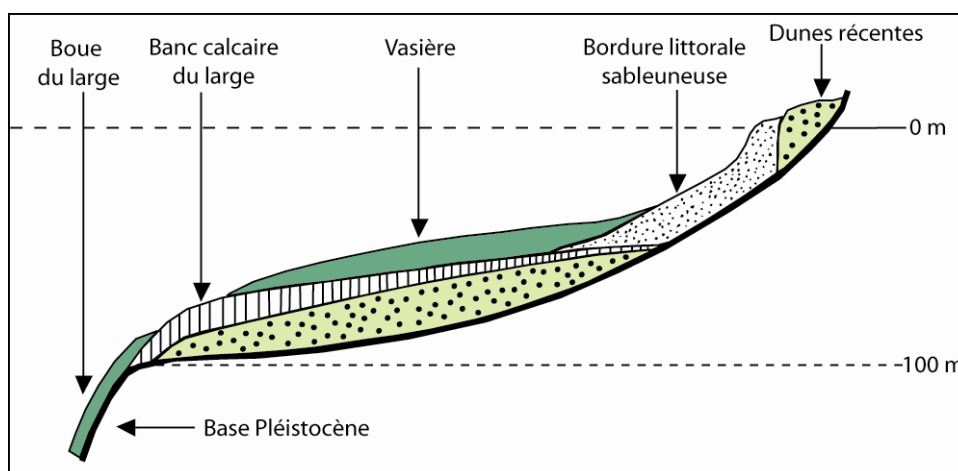


Figure III-9 : Schéma montrant la répartition des sédiments sur le plateau continental algérien (modifié d'après Leclaire, 1970).

La répartition des sédiments sur la pente et dans la plaine abyssale

L'analyse des carottes sédimentaires : C4 et C3 issus de la campagne GEOMEDE 1 (1966) et 02 et 020 collectées lors d'une expédition suédoise (The Sweedish Deep Sea Expedition, 1947-1948) avaient permis de décrire les sédiments déposés sur la pente continentale au large d'Alger.

D'après Leclaire (1970), sur la pente continentale algérienne se déposent essentiellement des boues fines, sédiment détritique à texture dans l'ensemble homogène qui contient peu de matière d'origine pélagique. En pied de pente, les dépôts deviennent plus grossiers, hétérogènes et des nombreuses passes sableuses sont observées.

La carotte C4-Geomed 1 (1966) a été récupérée au large de la ville de Boumerdès, par 2500 mètres de profondeur d'eau (**figure III-10**). La carotte mesure 7,3 m de long. La description sédimentaire faite par Leclaire (1970) montre la présence d'une boue argilo-siliceuse dans laquelle sont intercalées 52 passes sableuses d'épaisseur variable. Même si la carotte présentait des passes sableuses correspondant à des dépôts turbiditiques, elle a fait l'objet d'une étude micropaléontologique détaillée (**figure III-11**).

La méthode de travail consiste dans le comptage des espèces à partir d'une population moyenne de 1000 à 2000 foraminifères, représentative de l'échantillon total constitué par le refus de tamis à maille de 100 microns. Le calcul de la fréquence de chaque espèce est fait par rapport au nombre total d'individus obtenus par comptage (fréquence relatives).

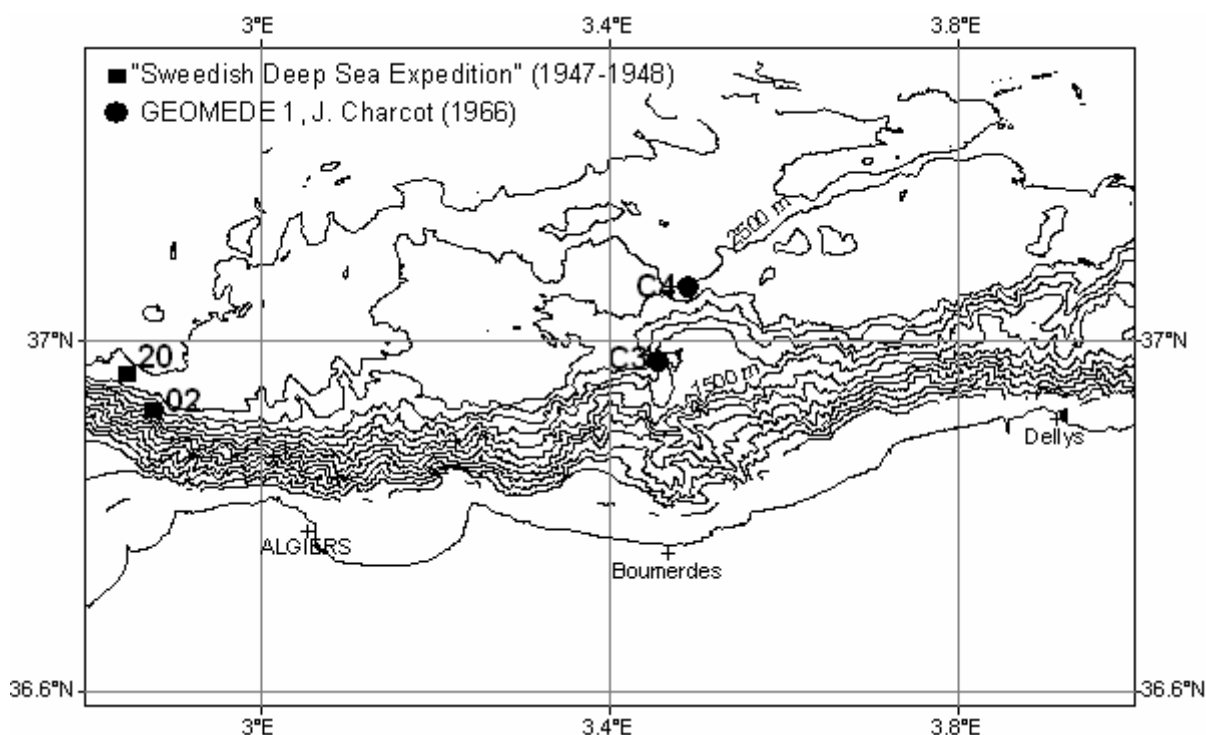


Figure III-10 : Carte des contours bathymétriques montrant la localisation de carottes disponibles dans la zone d'Alger (Mercator, WGS 1984).

On remarque que la distribution des fréquences relatives de *Globigerina pachyderma*, *Globorotalia scitula* et *Globorotalia inflata* se modifie de manière significative à partir de 4 mètres de profondeur (**figure III-11**). A partir de ces observations, deux zones on pu être distinguées (Leclaire, 1970) : la première à microfaune de type subtropical à tempéré chaud et la deuxième à foraminifères de type tempéré froid voire même subarctique.

Echelle stratigraphique

Leclaire (1970) a réalisé une échelle stratigraphique, pour la marge algérienne, à partir des études paléontologiques effectuées sur les carottes sédimentaires, et aussi à partir des données antérieures (Todd, 1958 ; Parker, 1958) (**figure III-12**).

En ce qui concerne l'Algérie, les travaux de Erikson (1965) mettaient en évidence une période caractérisée par un climat beaucoup plus froid que le climat actuel. Les précipitations auraient considérablement varié au cours de la dernière glaciation et la dernière phase du Würm fut la plus sèche et la plus froide (Leclaire, 1970). Des études sur des pollens montraient que depuis la fin du Würm, la majeure partie de l'Afrique du Nord était soumise à un climat **tempérée froid relativement humide** (Leclaire, 1970). Au cours de la même période de temps la zone désertique de Sahara aurait presque disparue, elle étant remplacée par une forêt.

BIOSTRATIGRAPHIE DES CAROTTES (interprétation climatique)	RELATIONS OCEAN - MER MEDITERRANEE	ASPECTS DE LA SEDIMENTATION		ECHELLES STRATIGRAPHIQUES LOCALES			LA MER ET LE PLATEAU CONTINENTAL ALGERIAN	AGES ABSOLUS EN ANNEES (B.P.)	PERIODES	
		Diagenèse	Phases minérales dominantes	Leclaire, 1970	Eriksson, 1965	Parker, 1958			INTERGLACIAIRE	HOLOCENE
ZONE "CHAUDE" ~ Actuel	Inversions des courants à Gibraltar, établissement du courant atlantique	Oxydante (except. Kabylie)	Argileuse ou Calcaire	Postglaciaire	Post-glacial	Post-glacial	Immersion	-10 000 -11 000	Envasement Sables et graviers calcaires et "sables fauves néritiques"	PLEISTOCENE
ZONE "TEMPEREE" -----		Réductrice	Calcaire	Tardiglaciaire	Late Würm -----	Phase de la dernière glaciation (Würm II, III) Stade 2-4 d'après Emiliani, 1955	Transgression flandrienne -----	-17 000 -20 000	Edifications des dunes récentes	
ZONE "FROIDE"			Siliceuse		Middle Würm	Interstadial de la dernière glaciation	Emersion Régression -----	-30 000 -35 000 ?		
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE" -----	Brèves inversions des courants ?	Oxydante	Calcaire	Glaciaire moyen (alternance de périodes de fraîcheurs et plus chaudes)		Stade 5 d'après Emiliani, 1955	Elévation du niveau de la mer ?		Rubéfaction des dunes anciennes ?	GLACIATION DU WÜRM
ZONE "TEMPEREE - CHAUDE"		Tendances réductrices	et				Oscillations ?			
ZONE "FROIDE" -----	Brèves inversions des courants ?	Oxydante	Argileuse		-----		Elévation du niveau de la mer ?	-50 000 ?	Edification des dunes anciennes ?	
ZONE "TEMPEREE - FROIDE"		Réductrice	Siliceuse	Glaciaire inférieur		Première phase de la dernière glaciation				

Figure III-12 : Schéma montrant la stratigraphie du Quaternaire en Méditerranée Occidentale (d'après Leclaire, 1970).

1.4. La sismicité de la marge algérienne

La marge algérienne est caractérisée par une forte sismicité. Les séismes algériens sont listés dans de nombreux catalogues (Benouar, 1993; Mokrane et al., 1994; Boudiaf, 1996; Harbi et al., 2004). Les catalogues de sismicité historiques parlent de deux séisme dévastateurs qui ont affectés la zone d'Alger le 2 janvier 1365 et le 3 février 1716. Le **tableau III-2** présente les événements les plus importants ayant eu lieu dernièrement dans la zone d'Alger.

Date	Lat (°N)	Long (°E)	Magnitude	Date	Lat (°N)	Long (°E)	Magnitude
23.11.2005	36,98	3,75	3,5	28.05.2003	36,83	3,32	5,2
05.11.2005	36,48	2,57	3,7	27.05.2003	36,88	3,55	5,8
06.09.2005	36,37	2,82	3,9	21.05.2003	36,83	3,65	6,9
03.09.2005	37,02	3,45	3,7	04.09.1996	36,90	2,81	5,3
17.08.2005	37,14	3,38	3,6	12.04.1990	36,79	2,49	4,7
16.08.2005	37,07	2,63	3,7	09.02.1990	36,87	2,48	4,0
10.08.2005	36,41	1,72	3,5	05.02.1990	36,72	2,47	4,2
24.04.2005	36,81	3,21	3,8	22.11.1989	36,71	2,49	4,3
15.12.2004	36,95	3,81	3,6	05.11.1989	36,72	2,42	4,7
05.12.2004	37,11	3,53	4,5	29.10.1989	36,62	2,33	4,0
01.12.2004	36,83	3,53	4,5	30.06.1981	37,26	3,05	4,2
14.11.2004	37,25	3,51	4,4	04.07.1978	36,59	2,93	4,2
12.03.2004	37,10	3,5	4,1	13.03.1960	36,96	3,20	4,4
16.10.2003	36,9	3,40	4,0	25.10.1949	37,00	3,20	4,4
12.10.2003	37,9	3,77	4,5	28.05.1940	36,80	3,03	5,0
03.09.2003	35,61	4,14	4,8	04.03.1931	36,70	2,77	4,8
17.07.2003	37,71	3,54	5,6	06.11.1924	36,65	2,90	4,7
17.06.2003	37,79	4,13	5,2	05.11.1924	36,60	3,00	5,2
29.05.2003	36,82	3,42	5,8	27.11.1923	36,73	3,13	4,4

Tableau III-2: Séismicité de la zone d'Alger enregistrée entre 1900 et 2005 (sources: EMSC/CSEM; Benouar, 1993; Mokrane et al., 1994; ISC, Harbi et al., 2004).

De nombreux travaux concernant la sismicité et la caractérisation de l'aléa sismique dans le nord de l'Algérie ont été menées dans la zone d'Alger (Palaez et al., 2003 ; Harbi et al., 2004; Hamdache et al., 2002). La **figure III-13** montre les résultats de Palaez Montilla et al. (2003) qui avaient calculé les valeurs de PGA pour des périodes de retour de 100 et 475 ans. La zone d'El Asnam est caractérisée par des valeurs de PGA très importantes, moyenne de 2,0 g pour 100 ans et 4,0 g pour une période de retour de 475 ans. La zone d'Alger est représentée par des valeurs moyennes de 0,087 g pour une période de 100 ans et 0,164 g pour une période de retour de 475 ans. Le **tableau III-3** montre les résultats de plusieurs études réalisées pour la zone d'Alger, afin de caractériser l'aléa sismique de cette zone.

Résultats	Alger
Palaez Montilla et al., 2003; PGA 475 ans	0,16
Hamdache et al., 2004 PGA 475 ans	0,23
Naili and Benouar (2000), PGA 475 ans	0,25 to > 0,50
Jiménez et al. (1999), PGA 475 ans	0,16 - 0,24
Hamdache (1998a,b), PGA 390 ans	0,11 - 0,22
Benouar et al. (1996), PGA 950 ans	0,20 - 0,31
Benouar (1996), PGA 475 ans	0,12

Tableau III-3 : Valeurs moyennes des PGA (g) calculées pour la zone d'Alger (d'après Palaez et al., 2003).

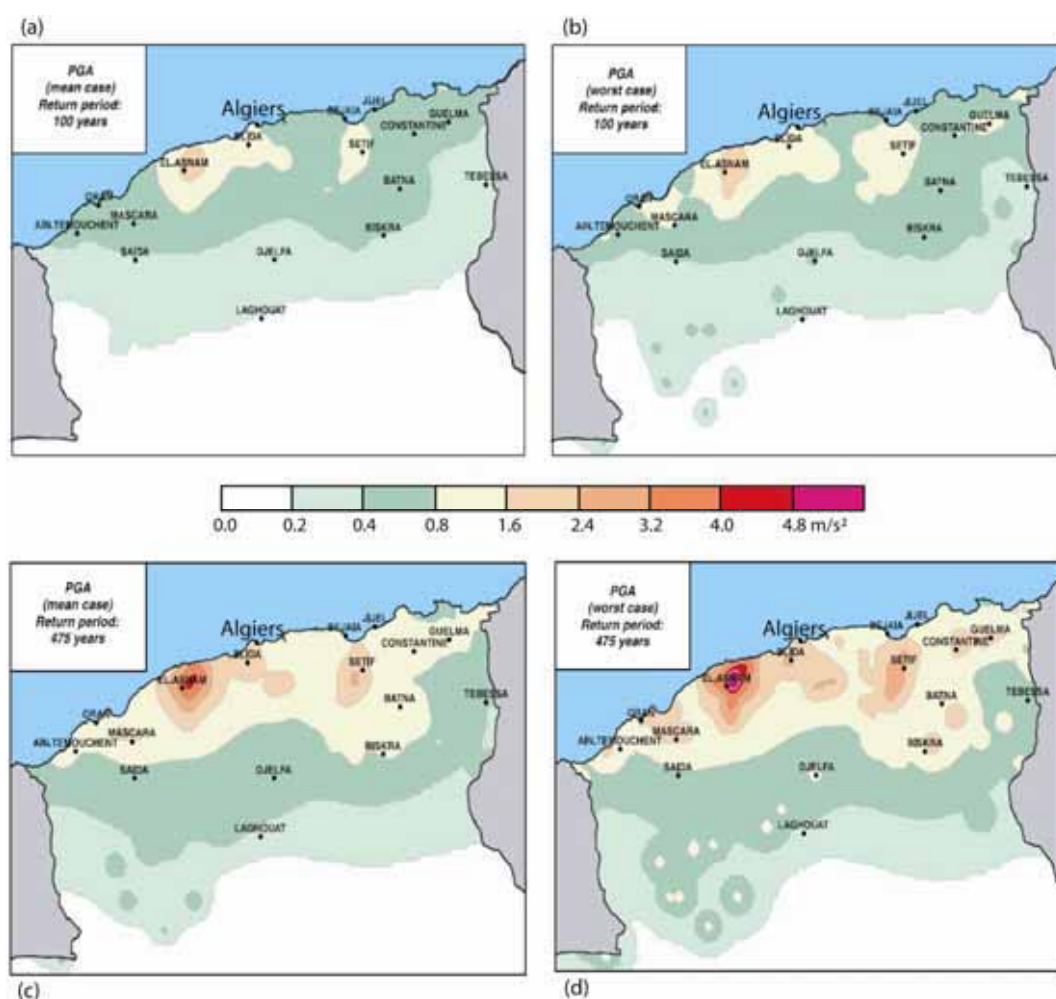


Figure III-13 : Valeurs moyennes du PGA pour une période de retour de 100 ans: (a) valeurs moyennes et (b) valeurs maximales ; et valeurs moyennes du PGA pour une période de retour de 475 ans (c) valeurs moyennes et (d) valeurs maximales (d'après Palaez et al., 2003).

Après le séisme de Boumerdès-Zemmouri, un nouveau calcul a été réalisé pour la zone d'Alger (Hamdache et al., 2004). En prenant en compte la sismicité liée à cet événement, les valeurs moyennes de PGA changes. On obtient 0,23 g pour une période de retour de 475 ans, par rapport à 0,16 g calculé précédemment par Palaez et al. (2003).

1.5. Le séisme de Boumerdès (21 Mai 2003)

Le mercredi 21 mai à 19 h 44 (soit 18 h 44 GMT), un fort séisme de magnitude M_w 6,9 a touché le Nord de l'Algérie, dans une zone de dimension approximative 150 km x 80 km, allant principalement de Blida à Dellys. Le tremblement de terre a eu des conséquences dévastatrices : environ 2300 morts, 11 000 blessés, 200 000 personnes restées sans abris et des dégâts matériels importants. De nombreux immeubles se sont effondrés, suite à la secousse principale (**figure III-14**).

Lors d'un tremblement de terre, des dommages importants liés au phénomène de liquéfaction apparaissent dans les sédiments sableux, de faible cohésion et saturés en eau. Dans la région épacentrale, de nombreux phénomènes de surface ont été observés à plusieurs endroits : des zones de *rupture* et des phénomènes de *liquéfaction*. Des preuves de liquéfaction ont été observées lors d'une mission réalisée juste après le séisme par le BRGM (Bertrand et Mouroux, 2003). La **figure**

III-15 présente les exemples de liquéfaction localisés aux abords de l'oued Isser, situé à une cinquantaine de kilomètres à l'est d'Alger.



Figure III-14 : Images montrant les dégâts causés par le séisme de Boumerdès (mai 2003).

Il s'agit pour la plupart de phénomènes de glissement latéral (**figure III-15**). Ce phénomène se traduit par un déplacement horizontal des terrains avec apparition de larges fractures émissives, plurimétriques et parallèles au cours d'eau. Ces fractures affectent des zones larges de plusieurs dizaines de mètres et le déplacement total peut atteindre plus de 3 mètres (Bertrand et Mouroux, 2003). On observe au fond des ouvertures de la boue (**figure III-15**). Des remontées de boue au niveau des fissurations ont également été observées dans un champ en labour au voisinage immédiat de l'oued Isser (**figure III-15**).

Aucune évidence de glissement de terrain majeur n'a été observée lors de la même mission (Bertrand et Mouroux, 2003). Seules quelques instabilités minimales ont été relevées par endroit aux abords des routes entre Boumerdès et Dellys.

De nombreux témoignages rapportent un **soulèvement de la côte**, accompagnant le séisme, se traduisant par le retrait de la mer sur près de 200 m. Le retour de la mer s'est fait progressivement pendant près de 5 heures.

Cependant, le niveau de la mer n'aurait pas retrouvé son niveau initial laissant des rochers hors de l'eau. Par ailleurs, un tsunami d'environ 1-2 m a touché l'archipel des Baléares, à 200 km au Nord de l'Algérie, coulant des navires de pêches modestes et quelques yachts de plus grande envergure. Des témoins ont rapporté avoir vu des vagues de près de 2 m déferler dans les ports de Majorque, Minorque et Ibiza (Bertrand et Mouroux, 2003).

On suppose que le séisme a généré d'importants glissements sous-marins au large de la zone de Boumerdès-Alger, puisque 5 câbles téléphoniques ont été endommagés, coupant pendant plusieurs jours l'essentiel des communications entre l'Algérie et le reste du monde (France Télécom).



Figure III-15 : Liquéfaction du sédiment aux abords de l'oued Isser (d'après Bertrand et Mouroux, 2003).

- **Rupture des câbles**

Cinq câbles sous-marins de télécommunication situés au large de l'Algérie (**figure III-16**) ont été endommagés suite au séisme de Boumerdès. Le **tableau III-4** présente l'heure de rupture des câbles d'après le rapport interne de France Télécom. Quatre bateaux de réparation ont été déployés dans la zone afin de restaurer les câbles de télécommunication. Le câble ALPAL 2 a été réparé en premier (après 12 jours) car il n'y avait qu'une seule rupture. Au fur et à mesure des travaux, 26 ruptures ont été observées sur les 5 câbles sous-marins (France Télécom), situation exceptionnelle étant donné les dégâts considérables. La recherche des tronçons de câbles endommagés a été gênée par la grande profondeur d'eau, qui est comprise entre 2700 et 2800 m, ce qui a rendu impossible

l'utilisation de robots de récupération. Une autre difficulté était due au fait que les câbles avaient été déplacés, par rapport à leurs positions initiales. Par exemple, le câble FLAG a été retrouvé 3.7 km plus au nord par rapport à sa position initiale (voir étoile bleue sur la **figure III-16**).

Rupture	Câble	Heure (GMT)
1	SEA-ME-WE 2	19h20
2	COLOMBUS 2	19h30
3	FLAG	20h40
4	SEA-ME-WE 3	21h33
5	ALPAL 2	22h32

Tableau III-4 : Chronologie des ruptures de câbles enregistrées lors du séisme de Boumerdès.

D'après la chronologie de ruptures des câbles (**tableau III-5**), on remarque que le câble SMW 2 était le premier coupé, 36 minutes après la secousse principale. Le dernier câble coupé est le câble ALPAL 2 (**figure III-16**), 3 h 49 minutes après le choc principal. En regardant la **figure III-16** on constate que tous les câbles présentent plusieurs ruptures, à part le câble ALPAL 2 rompu à un seul endroit et que les ruptures s'étalent sur des distances considérables (plus de 100 km pour SMW 3).

Les ruptures de câbles sous-marins liées aux séismes et aux glissements sous-marins associés, sont des événements déjà observés dans le passé et décrits dans la littérature scientifique. La rupture des câbles télégraphiques en 1929, après le séisme de Grand Banks, représente un cas remarquable qui a été beaucoup étudié et qui a eu un impact important pour la recherche marine profonde. Heezen et Ewing (1952) ont estimé la vitesse maximale du courant de turbidité à 70 km/h, à partir des heures des ruptures des câbles. L'épaisseur du courant de turbidité a été estimée d'après les marques d'érosion (Piper et Asku, 1987) et le volume de sédiments déposés (Rupke, 1978 ; Piper et al., 1999). Un autre exemple de rupture des câbles de télécommunication est l'événement produit en 1979 au niveau de l'aéroport de Nice (Genesseaux et al., 1980). Deux câbles ont été rompus, tandis que deux autres n'ont pas été endommagés. A partir de la localisation de câbles le trajet approximatif du courant turbiditique et sa vitesse ont pu être établis (Genesseaux et al., 1980 ; Mulder, 1993 ; Hugot, 2000).

Cependant, contrairement aux 2 cas évoqués ci-dessus, les temps de rupture donnés par le rapport de France Télécom ne peuvent pas être utilisés pour le calcul de vitesses des courants turbiditiques. En effet, plusieurs points d'interrogation peuvent être posés :

- Quelles sont les zones sources des glissements ?
- Y a-t-il eu un ou plusieurs courants turbiditiques ?
- Est-ce que les trajets des courants turbiditiques sont visibles sur le fond sous-marin ?
- S'il y en a eu plusieurs, se sont-ils déclenchés simultanément lors du choc principal ?

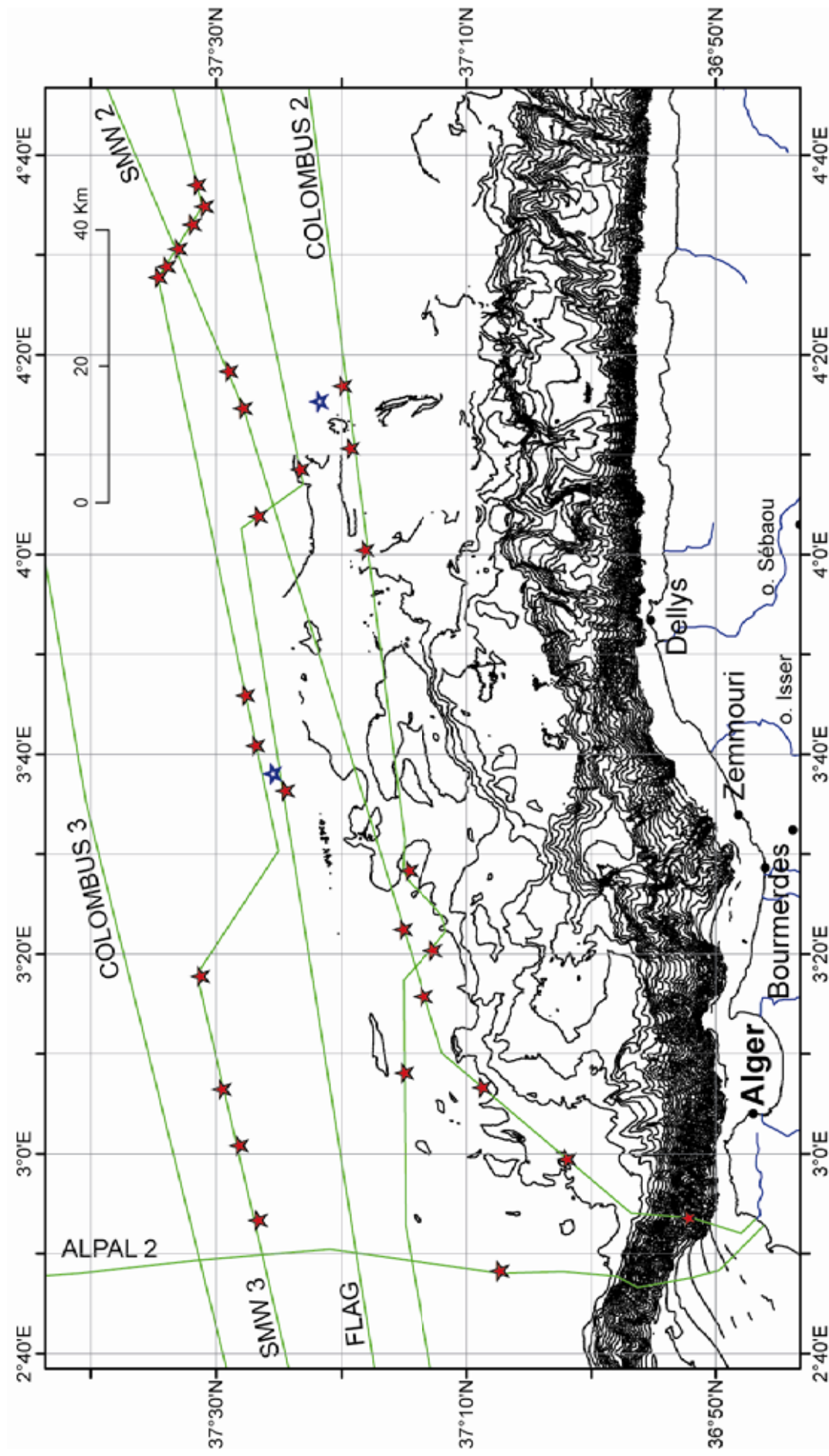
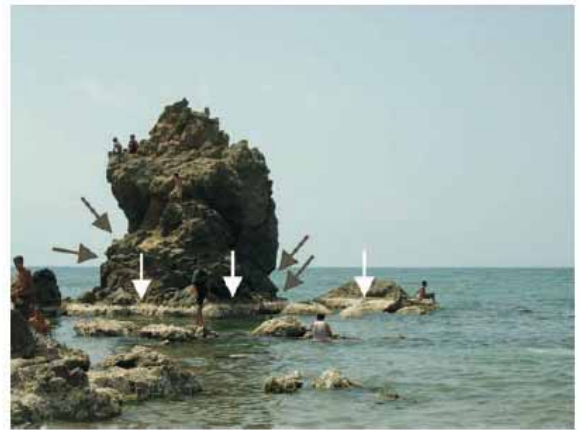


Figure III-16 : Carte bathymétrique de la marge algérienne, au large d'Alger, montrant la position des câbles de communication et les ruptures des câbles survenues lors du séisme de Bourmerdes, le 21 Mai 2003. Étoiles rouges - points de rupture des câbles et étoiles bleus - position du câble après le séisme (source: Rapport Interne France Télécom).

- **Le soulèvement de la côte algérienne**

Nous avons cité précédemment le soulèvement de la côte, comme un des phénomènes liés au séisme de Boumerdès. Quelques jours après le séisme, le relèvement de la côte algérienne a été mesuré dans 56 sites sur une distance d'environ 50 km, en prenant en compte des traces blanches observées sur les rochers émergés (Meghraoui et al., 2004) (**figure III-17**). Les traces blanches correspondent à la *Corallia Elongata*, une espèce d'algue habituelle dans les régions côtières méditerranéennes. L'algue vivante présente une couleur brune rougeâtre, et elle devient blanche (lors de sa mort) quand elle est émergée.

Figure III-17 : Exemple de rocher émergé et de la bande blanche laissée par les algues (flèches blanches). Les flèches noires indiquent des paléomarqueurs du niveau marin (Meghraoui et al., 2004).



Les mesures le long de la côte ont montré une valeur moyenne de soulèvement de 0,55 m. Le maximum de 0,75 m a été enregistré à l'est de Boumerdès et la valeur minimum de 0 vers le Cap Djinet.

- **Le tsunami**

Sur la côte algérienne, en plus du retrait de la mer lors du séisme de Boumerdès, de faibles oscillations du niveau de la mer ont pu être observées. Cependant, aucune vague n'a eu suffisamment d'énergie pour inonder la côte algérienne. Les enregistrements au niveau du port d'Alger montrent des fluctuations de 0.15-0.20 m à 15 min après le choc principal (**figure III-18a**).

Des fluctuations du niveau de la mer, plus ou moins importantes, ont été observées le long de côtes méditerranéennes. Par exemple, à Gênes en Italie, les amplitudes sont comprises entre 0,05 et 0,08 m (**figure III-18b**). Sur la côte française, au niveau de la ville de Nice, des vagues de 0,10 m d'amplitude ont été enregistrées à 1 h 40 après la secousse principale (**Figure III-18c**).

Les amplitudes maximales (1-1,1 m) ont été observées dans l'archipel des Baléares (Espagne). Dans les trois îles (de l'Est à l'Ouest : Menorca, Majorca et Ibiza) les témoignages concordent avec les enregistrements: des importants dégâts matériels ont été observés dans les ports. La **Figure III-18d** présente l'enregistrement du marégraphe de Palma qui montre un niveau maximum de 0,70 m. Au même moment, la première arrivée est enregistrée à Ibiza avec une élévation d'environ 0,35 m (**figure III-18e**). A Sant Antoni, situé NE sur l'île d'Ibiza, les mesures ont donné une hauteur maximale du niveau marin d'environ 1,10 m, et la première vague est arrivée 60 minutes après la secousse principale (**figure III-18f**).

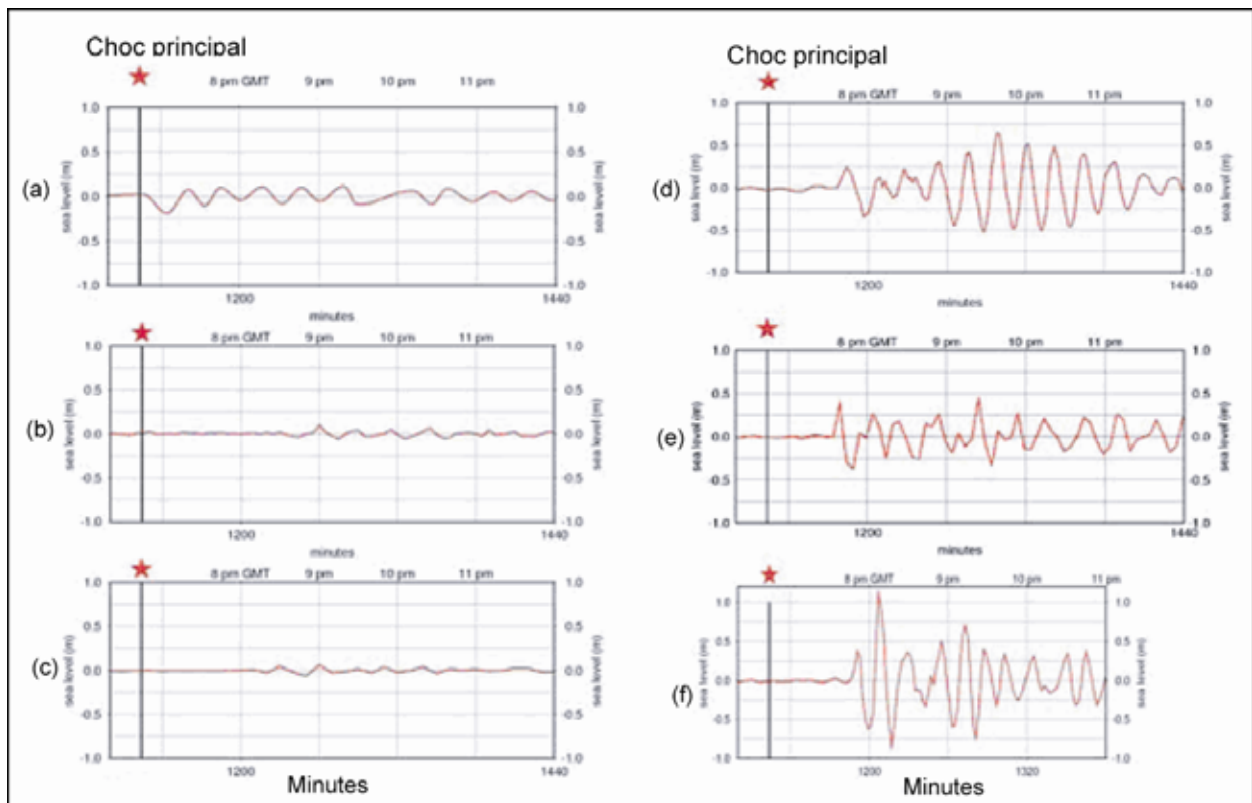


Figure III-18 : Enregistrement des oscillations du niveau marin en Méditerranée Occidentale : (a) Alger : élévation maximale de 0.15 m. (b) Gênes (Italie) : l'amplitude dépasse 0.10 m et le temps d'arrivée est estimé à 20h40 UTC. (c) Nice (France) : 0.10 m d'amplitude et le temps d'arrivée à 20h20 UTC (1 h 40 min après la secousse principale). (d) l'Île de Menorca, et Ibiza (e-f) avec plus de 1 m d'élévation (traduit après Alasset et al., 2006).

La **figure III-19** présente la simulation numérique montrant la propagation du tsunami au niveau de l'Île d'Ibiza (Alasset et al., 2006). On remarque l'arrivée des premières vagues, 40 minutes après le choc principal, sur la partie sud de l'île de Formentera et 10 minutes plus tard sur tout le sud de l'île d'Ibiza. Une heure après le tremblement de terre, deux vagues arrivant de 2 directions opposées inondent le nord de l'île d'Ibiza (**Figure III-19c et d**).

La modélisation numérique de la propagation du tsunami réalisée par Alasset et al. (2006) démontre de manière indubitable, que les oscillations du niveau de la mer et le tsunami observé dans la Méditerranée Occidentale ont été générées par le tremblement de terre de Boumerdès.

Cependant, lors de cette simulation numérique, seule la rupture tectonique due au séisme a été prise en compte et il paraît que la contribution tectonique a suffi pour initier le tsunami. Alasset et al. (2006) ne prennent pas du tout en compte l'effet qui aurait pu avoir sur l'initiation et la propagation du tsunami, un ou plusieurs glissements sous-marins. Une preuve de l'existence de ces glissements est représentée par la rupture des câbles sous-marins. Il reste cependant, la question de savoir s'il y a eu un seul glissement de taille importante ou plusieurs glissements de taille moins significative, qui n'auraient peut être pas eu d'influence sur le tsunami.

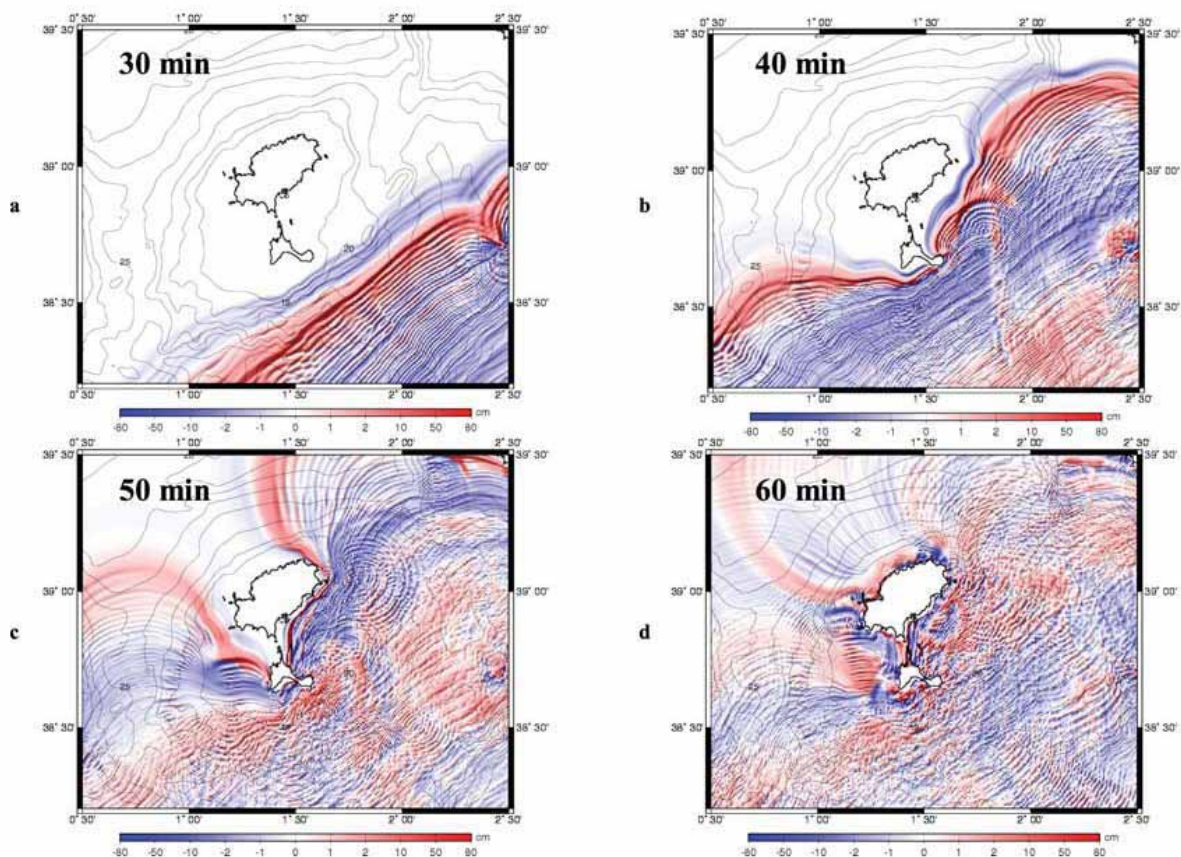


Figure III-19 : Simulation de la propagation de la vague autour de l'île d'Ibiza après (a) 30 min ; (b) 40 min ; (c) 50 min et (d) 60 min (Alasset et al., 2006).

- Localisation de la rupture

La première localisation de l'épicentre du séisme a été située en mer (CRAAG), en face des villes de Zemmouri et Boumerdès (**figure III-20**), où aucune faille active n'avait jamais été documentée. Après la secousse principale, un réseau mobile de sismographes a été déployé dans les localités suivantes: Dar El Beida, Rouiba, Boumerdes, Bordj Menail, Thenia, Beni Amrane et Boudouaou (triangles rouges dans la **figure III-21**).

Plusieurs études ont été menées en utilisant différentes méthodes (sismotectonique, géodésie, sismologie, tectonique) afin de caractériser la rupture qui avait provoqué le séisme de Boumerdès-Zemmouri (Bounif et al., 2004; Delouis et al., 2004; Meghraoui et al., 2004; Yelles et al., 2004; Déverchère et al., 2005; Semmane et al., 2005, Domzig et al., 2006).

L'étude de répliques a permis à Bounif et al., (2004) de re-localiser la rupture principale au niveau de la côte (**figure III-20**) et de contraindre la géométrie de la faille. La sismicité dans la zone du séisme a été enregistrée grâce au réseau terrestre installé par le CRAAG et CGS. Pendant la première semaine le réseau à terre a enregistré environ 1000 événements de magnitude égale ou supérieure à 1, dont cinq événements supérieures à 5 (carrés noirs sur la **figure III-20**).

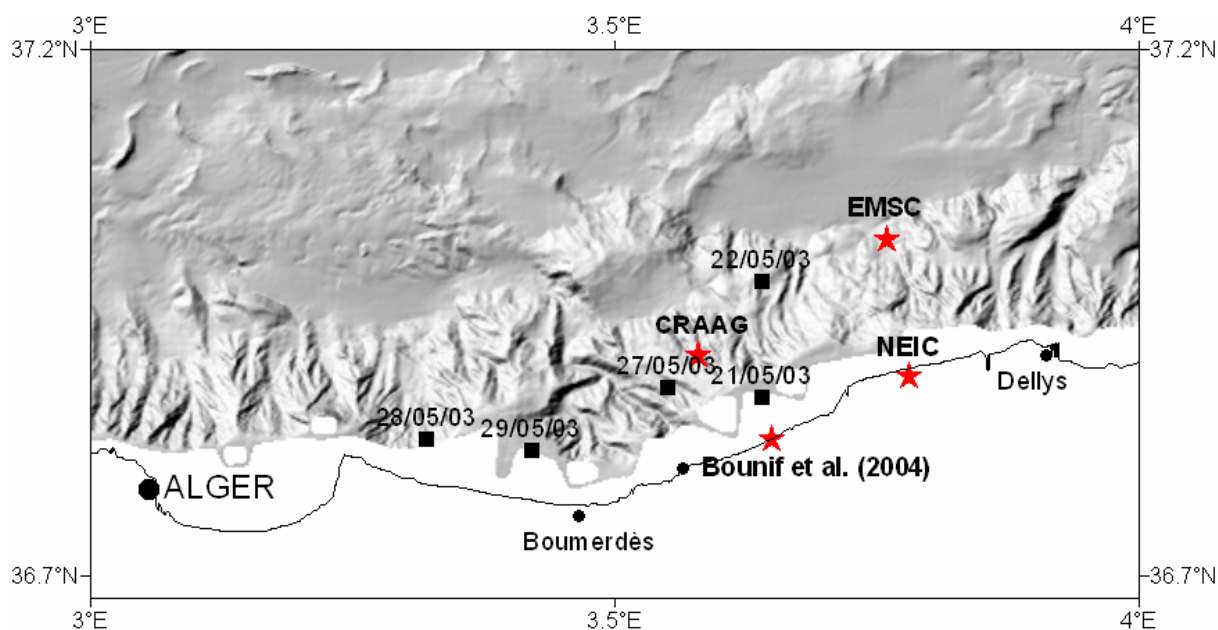


Figure III-20 : Carte bathymétrique ombrée montrant la localisation du choc principal, en étoiles rouges, (sources : CRAAG - Centre de Recherche en Astrophysique, Astronomie et Géophysique ; EMSC-European Mediterranean Seismological Centre; NEIC-National Earthquake Information Center) et des répliques en carrés noirs.

La **figure III-21** présente cinq modèles différents réalisés afin de caractériser la rupture liée à l'événement du 21 Mai 2003 (Delouis et al., 2004; Meghraoui et al., 2004; Bezzeghoud et al., 2005; Semmane et al., 2005; et Yelles et al., 2004).

Grâce aux résultats obtenus par les différentes études, Alasset et al. (2006) ont caractérisé le déplacement vertical de la faille à partir du modèle de dislocation d'Okada (1985) (**figure III-21**). Les caractéristiques de chaque modèle sont présentées dans le **tableau III-5**.

Les résultats principaux de ces modèles sont les suivants:

- 1) localisation de la faille au niveau de la côte (Delouis et al., 2004 ; Meghraoui et al., 2004) ;
- 2) localisation de la faille dans le domaine marin (Yelles et al., 2004 ; Semmane et al., 2005) ;
- 3) les plans de faille ont différentes dimensions ;
- 4) le modèle de rupture est supposé comprendre un réseau de failles : 10 pour Meghraoui et al. (2004), 40 pour Delouis et al. (2004), 128 pour Semmane et al. (2005).

Characteristics/Model		Meghraoui et al. (2004)	Delouis et al. (2004)	Semmane et al. (2005)	Bezzegoud (Alasset et al., 2006)	Yelles et al. (2004)
Location		36,83°N 3,65°E	36,83°N 3,65°E	36,83°N 3,65°E	36,83°N 3,65°E	36,91°N 3,56°E
Mw		6,8	6,9	7,1	6,7	6,8
Depth		~ 8 km	~ 6 km	~ 16 km	~ 8 km	~ 9 km
Focal mechanism sédimentuti on	Strike	54	70	54	64	60
	Dip	50	45	47	50	42
	Rake	90	95	90	111	84
Fault plane dimension		54 km x 15 km	60 km x 24 km	64 km x 32 km	50 km x 16 km	32 km x 14 km

Tableau III-5 : Caractérisation de la rupture à partir de 5 différentes études.

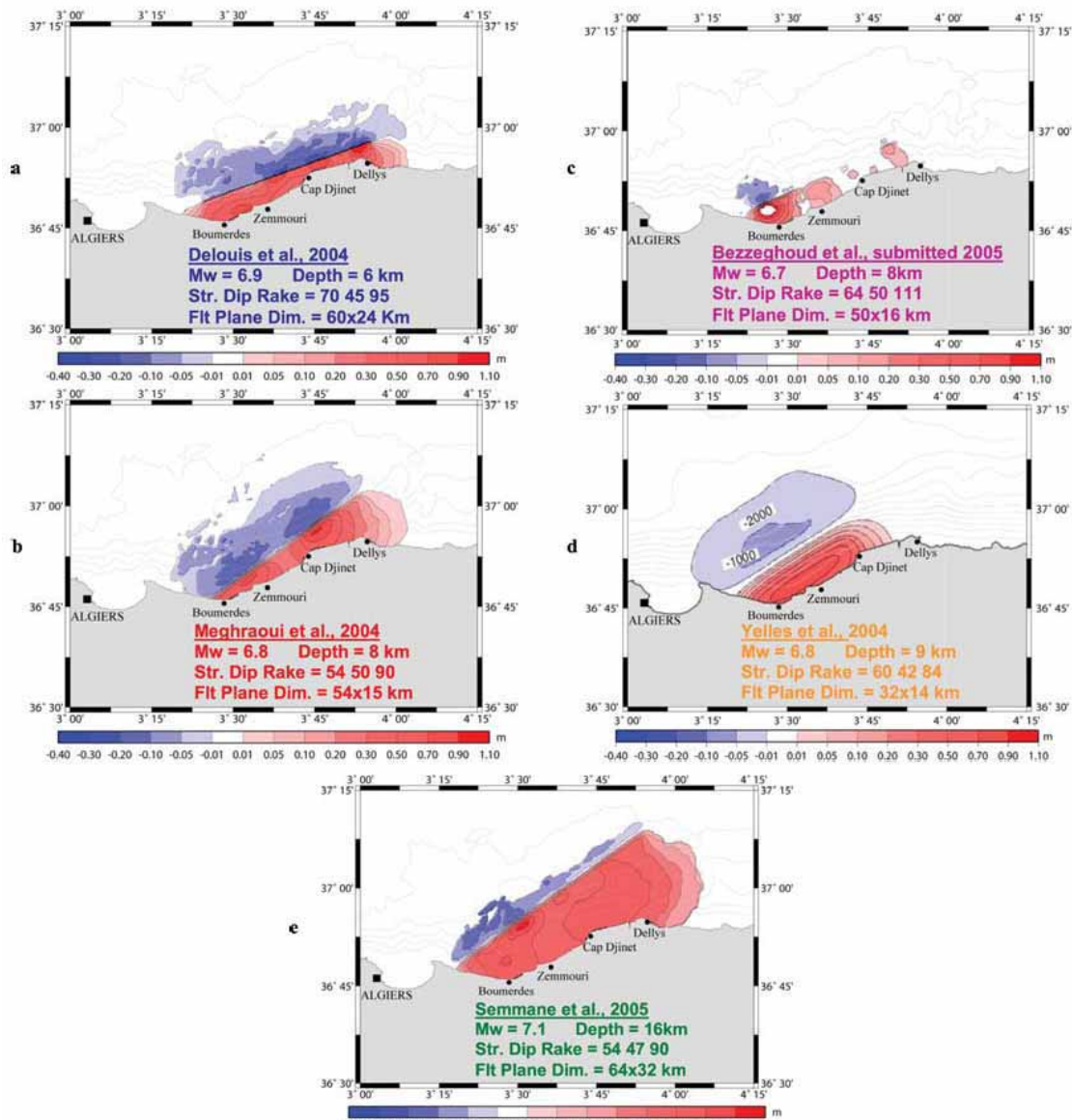


Figure III-21 : Images montrant le déplacement co-sismique calculé avec le modèle numérique d'Okada (1985) à partir de différentes sources: (a) Delouis et al. (2004), (b) Meghraoui et al. (2004), (c) Bezzeghoud et al. (2005), (d) Semmane et al. (2005) and (e) Yelles et al. (2004) (synthétisé par Alasset et al., 2006).

Toujours dans le but de localiser la faille responsable du séisme de Boumerdès, Déverchère et al. (2005), Domzig et al. (2006) et Domzig (2006) ont mené des travaux sur la base des données issues des campagnes MARADJA (2003) et MARADJA 2 (2005). Grâce à la description morphologique ainsi qu'aux profils de sismique-réflexion, Déverchère et al. (2005) mettent en évidence plusieurs marqueurs morpho-structuraux dans la zone de Boumerdès - Alger (**figure III-22**).

La zone est caractérisée par plusieurs ruptures de pente (**B** sur la **figure III-22**). Au large de Dellys, la pente continentale présente une surface plus ou moins plate localisée en milieu de pente (**F**). Après la rupture de pente (**B**) on trouve des domaines profonds (**D**) qui sont limités vers le Nord par des escarpements marqués avec S sur la **figure III-22**.

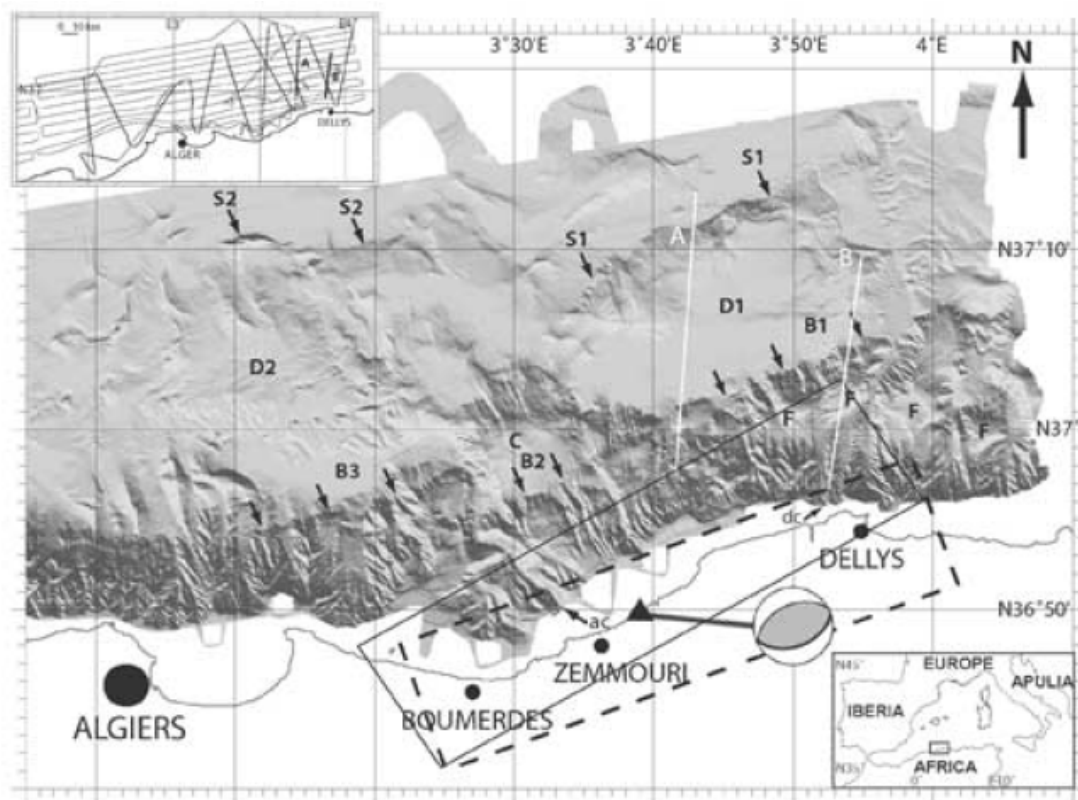


Figure III-22 : Carte bathymétrique ombrée de la zone de Boumerdès issue de la campagne MARADJA. Le bassin profond est à 2700 m de profondeur d'eau. L'épicentre (triangle), la zone de rupture sismique (pointsillés) et le plan de la faille sont illustrés d'après Delouis et al. (2004). Le rectangle en ligne continue représente la zone de rupture d'après Semmane et al. (2005). F - surface plate en milieu de pente ; B - ruptures des pentes (1, 2, 3) ; S - escarpements (1, 2) dans le bassin profond ; D - domaines en soulèvement (1, 2) ; les lignes blanches A et B représentent la position des sections sismiques (traduit d'après Déverchère et al., 2005).

La **figure III-23** présente le profil sismique (A sur la **figure III-22**) montrant l'interprétation faite par Déverchère et al. (2005). La colonne sédimentaire se compose du sel messinien, d'un niveau Pliocène et d'une couverture importante correspondant au Quaternaire (**figure III-23**).

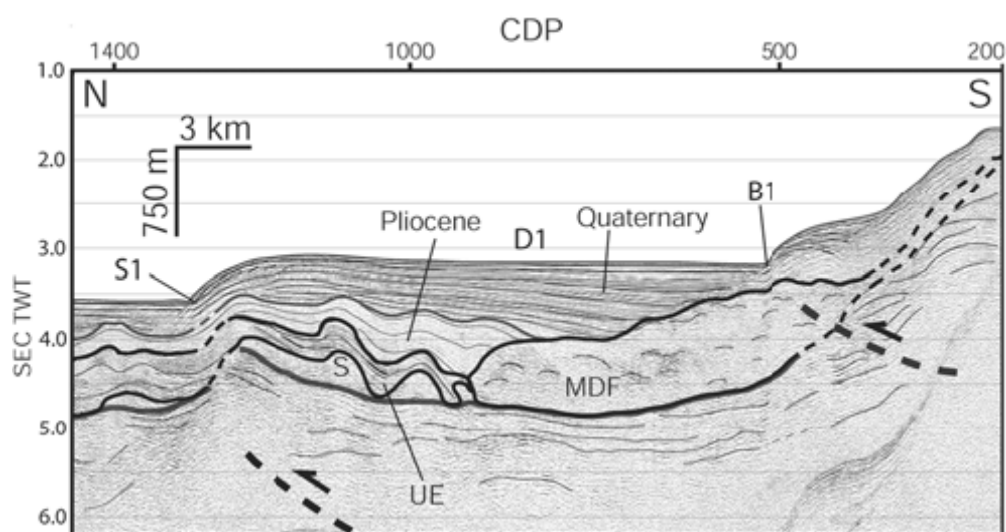


Figure III-23 : Profil sismique 6 traces, migré en temps (localisation ligne A sur la figure III-22). S - sel ; MDF - Cône détritico messinien ; UE - évaporites supérieures (toit à 5.3 Ma) ; S1 et B1 - ruptures de pente. Lignes en pointillés correspondent à des failles inverses (traduit d'après Déverchère et al., 2005).

Les auteurs ont mis en évidence en pied de pente, une accumulation détritique d'âge supposé messinien. Déverchère et al. (2005) supposent que le basculement du bassin D1 a commencé après le Pliocène, cette déformation étant toujours active.

L'interprétation de tous les profils sismiques a permis la cartographie de structures tectoniques au large de Boumerdès. La **figure III-24** présente la synthèse de l'analyse morpho-structurale de la zone d'Alger - Boumerdès (Déverchère et al., 2005). Un bassin en "roll-over" est mis en évidence sur la pente continentale, et des bassins en "piggyback" contrôlés par des rampes sont observés dans le bassin profond (Déverchère et al., 2005). Des diapirs de sel et des murs de sel sont aussi observés dans le bassin profond (**figure III-24**).

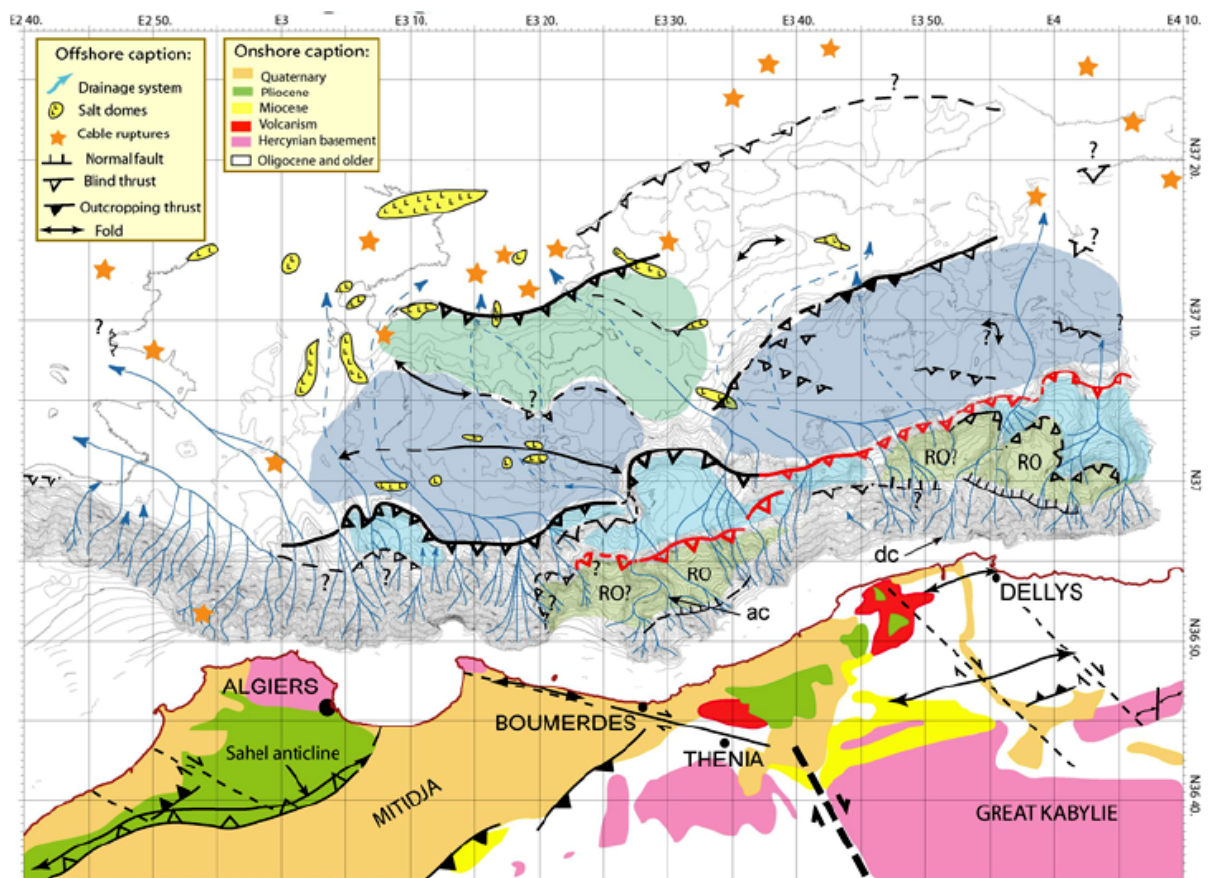


Figure III-24 : Carte structurale réalisée à partir de l'analyse des données MARADJA (2003), RO - bassin en rollover. L'interprétation à terre est faite d'après Delouis et al. (2004) (Déverchère et al., 2005).

Les failles cartographiées sont des failles inverses, aveugles, (**figure III-24**) car aucune trace en surface n'a été observée (Déverchère et al., 2005). Il est proposé l'existence d'une faille profonde avec des rampes et replat vers la surface (Déverchère et al., 2005).

Faits marquants à retenir

- La marge algérienne est caractérisée par une sismicité relativement importante.
- Le séisme de Boumerdès a eu plusieurs conséquences :
 - soulèvement de la côte entre Boumerdès et Dellys (max 0,75 m),
 - oscillations du niveau de la mer sur la côte algérienne et tsunami aux Ile des Baléares,
 - des nombreuses ruptures des câbles téléphoniques,
- La faille responsable du séisme de Boumerdès est considérée : 1) la prolongation en mer du système des failles de Blida (Meghraoui et al., 2004; Bounif et al., 2004) et 2) est localisée sur la pente continentale (Delouis et al., 2004; Déverchère et al., 2005).

Chapitre 2 : Description morpho-sédimentaire générale de la zone d'Alger

Mon travail s'est concentré, dans un premier temps, sur l'analyse morpho-sédimentaire de la zone d'Alger, afin de pouvoir la caractériser en terme de processus sédimentaires actuels et de mettre en évidence la présence des dépôts gravitaires (turbidites, *débris-flows* ou *slumps*).

La description morpho-sédimentaire est basée sur l'analyse de la carte bathymétrique, de l'imagerie ainsi que des profils sismiques CHIRP et des carottes sédimentaires. L'analyse morphologique de la zone ainsi que l'analyse des échos faciès ont été traités dans l'article **“Recent sedimentary patterns on the Algerian margin (Algiers area, SW Mediterranean)”** soumis dans un volume spécial SEPM en décembre 2006. L'article se trouve attaché dans la partie “ANNEXES” (Annexe 1). Cette partie comprend alors juste un résumé des travaux présentés dans cet article.

La zone d'étude se situe au large de villes algériennes, de l'Ouest à l'Est : Tipasa, Algiers, Dellys, entre 2,10° et 4,15° de longitude E. Cette zone représente juste une partie de la marge algérienne investiguée lors de la campagne MARADJA en 2003, zone qui a été affectée par le tremblement de terre de Boumerdès.

Les principaux objectifs de ce travail sont :

- de réaliser une description détaillée de la zone en terme de structures sédimentaires ;
- de classer les échos faciès rencontrés dans cette zone et de réaliser une cartographie par type d'écho faciès ;
- de comprendre les processus sédimentaires récents et actifs dans la zone d'étude.

Le travail a été réalisé sur la base des cartes bathymétriques (**figure III-25**), de la carte des pentes (**figure III-26**) ainsi que de la carte d'imagerie (**figure III-27**). Plusieurs faciès sismiques ont été observés et cartographiés dans la zone d'étude, sur la base de profils sismiques CHIRP (**tableau III-6**).

Description morphologique

- Le plateau continental est très étroit au large de la ville d'Alger et à l'est, avec des valeurs entre 1 et 8 km. A l'ouest de la ville d'Alger, le plateau continental est plus large avec des valeurs comprises entre 11 et 30 km.
- La pente continentale est abrupte ; les isobathes de 1000 et 2000 m sont rapidement atteints à 5,5 et 10 km respectivement par rapport à la côte au large de la ville de Dellys. La pente continentale se finie brusquement par des ruptures de pente, ou présente des ruptures de pente intermédiaires avant d'arriver dans le bassin. Les pentes sont entaillées par des canyons bien développés (Ex : Dellys, Sebaou, Algiers ; **figure III-25**) ou des ravines étroites.
- La plaine abyssale (2400 et 2800 m de profondeur d'eau) est caractérisée par la présence de dômes de sel. Les diapirs ont des formes différentes : allongés ou circulaires et sont plus ou moins alignés sur une direction NE-SW dans la zone au large d'Alger.
- D'autres escarpements sont observés plus au large, et ils semblent très affectés par des glissements (S1-S3 sur la **figure III-25**).

A partir de différentes caractéristiques morphologiques (présence des canyons, structures sédimentaires, etc...) et aussi pour réussir à bien décrire et illustrer toutes les structures en détail, j'ai choisi de diviser la zone d'étude en trois secteurs (**figure III-25**):

Secteur 1 - la zone de Dellys (entre 3,57° E et 4,15° E) comprend le canyon de Dellys et le canyon de Sebaou, la pente continentale, un bassin assez plat (D1- **figure III-25**), l'escarpement situé à environ 20-30 km de la côte, ainsi que le bassin profond (D2- **figure III-25**).

La pente continentale est abrupte (**figure III-26**) et entaillée par deux canyons et de nombreuses ravines (**figure III-2a**). Dans la partie Est de la zone et vers le milieu de la pente, on remarque l'existence d'une zone plate marquée par F sur la **figure III-25**.

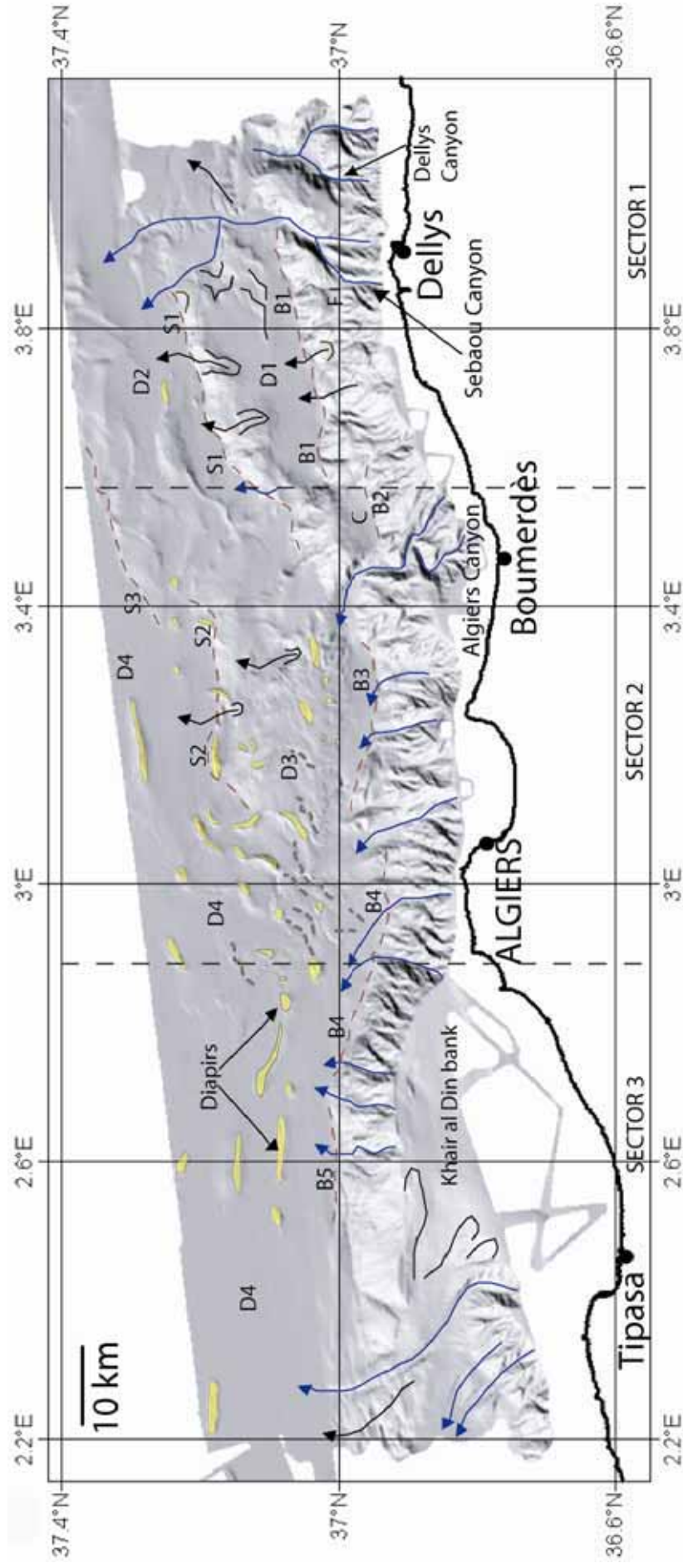


Figure III-25 : Carte bathymétrique montrant les principaux objets morphologiques ainsi que la délimitation par secteurs. B - ruptures des pentes ; D - bassin sédimentaires ; S - escarpements localisés dans le bassin profond ; Canyons de l'Ouest vers l'Est : Alger, Sébaou, Dellys ; contours jaunes - diapirs et murs de sel ; contours en pointillés - structures sédimentaires ondulées ; contours noirs - cicatrices d'arrachement.

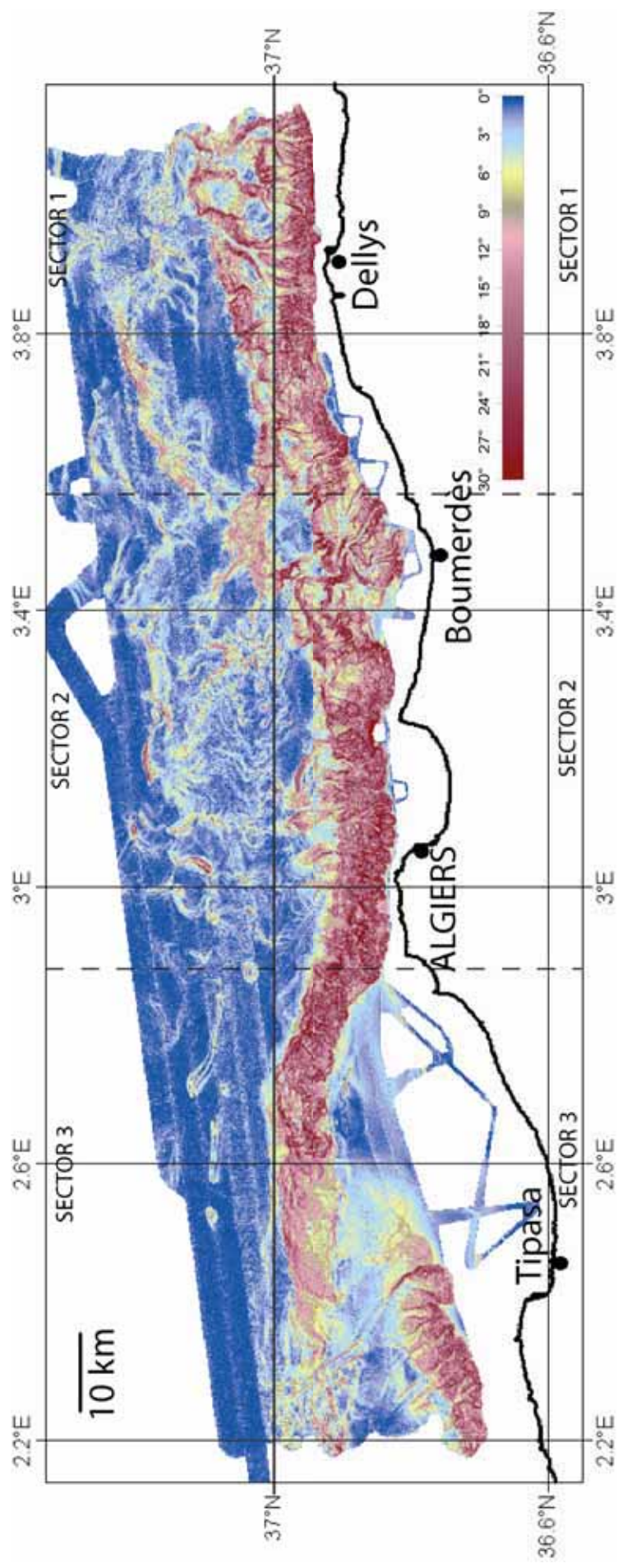


Figure III-26 : Carte des pentes montrant la délimitation par secteurs de la zone d'Alger: Secteur 1 - zone de Dellys ; Secteur 2 : zone d'Alger et Secteur 3 - le Banc de Khayr al Din.

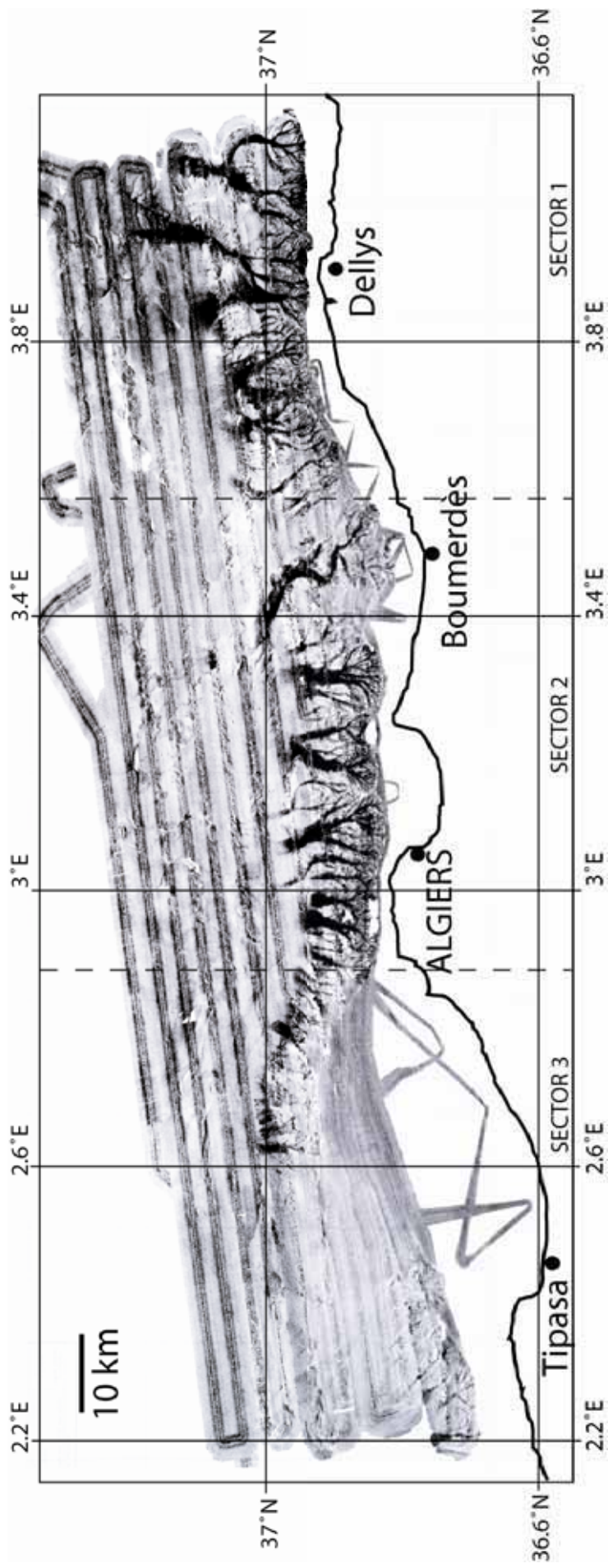


Figure III-27 : Carte de l'imagerie montrant la délimitation par secteurs de la zone d'Alger: Secteur 1 - zone de Dellys ; Secteur 2 : zone de Dellys ; Secteur 3 - le Banc de Khayr al Din.

La pente continentale se fini brusquement et la rupture de pente qui représente le passage vers la plaine abissale est marqué par le trait rouge (B1) sur la **figure III-25**. Le bassin situé vers le Nord, appelé D1, couvre une surface de 30 km de long et 15 km de large, et présente des valeurs bathymétriques comprises entre 2300 m et 2400 m de profondeur d'eau. En allant vers le Nord, on remarque un escarpement à allure curbée (S1 sur la **figure III-25**). Cet escarpement surplombe le bassin D2 (**figure III-25**) par une hauteur de 350-450 m. L'escarpement est abrupte, avec des valeurs de pente moyenne comprises entre 10 et 15 degrés (**figure III-26**), et il semble affecté par des glissements. Cette zone, escarpement limité par la rupture de pente S1, sera largement analysée dans le "**Chapitre 3**" ainsi que plus loin dans le manuscrit, dans le "**Chapitre 4**".

Deux canyons bien développés sont observés dans la partie Est du secteur 1. Le canyon le plus à l'Est a été appelé Canyon du Dellys, tandis que celui situé en continuité de l'oued de Sébaou se nomme le Canyon de Sébaou. Les deux canyons sont détaillés dans l'article car ils présentent une morphologie complexe avec des bassins de drainage de taille importante contenant des braches et des affluents ; avec des parois abruptes et affectées par des glissements ; avec des fonds de canyons affectés par des phénomènes érosifs. Les deux canyons sont bien marqués par des tons foncés sur la carte d'imagerie (**figure III-27**). Le trajet des canyons au-delà de la pente continentale est aussi marqué par des tons foncés (haute réflectivité). Dans la partie aval du Canyon de Sébaou, des énormes dépressions (*giant scours*) avec des diamètres allant jusqu'à 1 km et des profondeurs moyennes de 40 mètres sont identifiées sur les profils bathymétriques. Ces structures révèlent le caractère érosif des courants de turbidité qui empruntent le Canyon de Sébaou.

Secteur 2 - la zone d'Alger (entre 2,87° E et 3,57° E) comprend le canyon d'Alger et d'autres canyons bien développés sur la pente, le système sédimentaire profond du Canyon d'Alger, l'escarpement délimité par la rupture de pente S2, et les dômes de sel (**figure III-25**).

La pente continentale du secteur 2 est très abrupte, avec une valeur moyenne de la pente de 18 degrés (**figure III-26**). Par rapport au secteur 1, on remarque des nombreux canyons qui incisent la pente continentale (**figure III-25**). Le canyon situé dans la partie Est du secteur 2 est appelé Canyon d'Alger et il se continue dans la plaine abissale par un système sédimentaire profond (**figure III-25**). Le Canyon d'Alger est détaillé dans l'article (Annexe 1) car il présente deux branches qui ont sûrement été connectées dans le passé, à l'oued Isser. La branche Est du Canyon d'Alger est marquée par des tons plus foncés sur la carte de l'imagerie (**figure III-27**) ce qui pourrait montrer son activité érosive plus importante par rapport à la branche Ouest. Le système sédimentaire profond du Canyon d'Alger est caractérisé par des structures ondulées considérées comme des rides sédimentaires (*sediment waves*), par des structures d'érosion et par la présence des diapirs et mûrs de sel (**figure III-25**). L'escarpement S2 (**figure III-25**) représente la limite Nord du système sédimentaire profond du Canyon d'Alger. Cet escarpement est affecté par des glissements de petite taille, qui ont été décrits plus en détail sur la base des images sonar et qui sont présentés dans le "**Chapitre 3**" de cette partie.


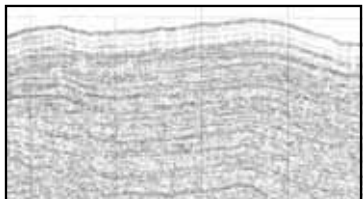
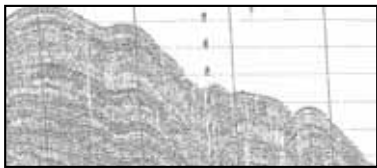
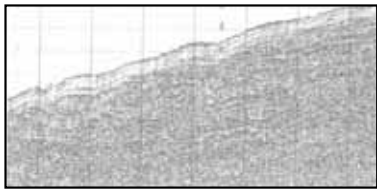
Secteur 3 - la zone comprise entre 2,10° E et 2,87° E avec le Banc de Khayr al Din et le bassin profond D4 (**figure III-25**).

A l'Ouest de la zone de travail, secteur 3, la morphologie de la marge change. Le plateau continental est beaucoup plus large par rapport aux deux autres secteurs, avec des valeurs comprises entre 11 et 30 km. Le Banc de Kayr al Din (**figure III-25**) est un bassin suspendu au-dessus de la

plaine abyssale située à 2700 mètres de profondeur d'eau. Le Banc de Khayr al Din présente une morphologie plus ou moins plate avec une orientation NS dans sa partie Sud. Un premier changement de pente vers l'Ouest a lieu vers 600-650 mètres de profondeur d'eau (**figure III-25**). Le Banc de Khayr al Din est limité par une pente continentale entaillée par des ravines au NE, et par une pente "lissée" par des phénomènes gravitaires vers le Nord. Un alignement des *pockmarks*, avec des diamètres de 300-450 mètres et des profondeurs comprises entre 10 et 17 mètres, est observé sur la limite Nord du Banc de Khayr al Din. Cependant, d'autres champs à *pockmarks* sont observés sur l'ensemble du Banc de Khayr al Din. Sur la partie Ouest du Banc de Khayr al Din on remarque des cicatrices d'arrachement allongées SE-NW ainsi que des canyons présentant la même orientation SE-NW (**figure III-25**). Un bourrelet sédimentaire semble s'être accumulé en pied de pente (**figure III-25**). Plusieurs murs de sel à orientation SE-NW sont observés dans la plaine abyssale (**figure III-25**).

Analyse des écho-faciès

Douze écho-faciès distincts regroupés en cinq familles ont été observés sur l'ensemble de la zone d'étude. Les différents faciès sont synthétisés dans le **tableau III-6**, qui présente aussi l'interprétation de chaque écho-faciès en terme de dépôt sédimentaire.

Echo-facies classes	Echo-facies	Example	Interpretation	Core sample
Layered L	L1: Parallel continuous reflectors		Succession of turbidite sequences or/and hemipelagic deposits.	MDJ-02 KMDJ-03
	L2: Parallel continuous low amplitude reflectors near surface		Succession of turbidite sequences or/and unconsolidated hemipelagic deposits.	MD04-2799
	L3: Discontinuous or wavy reflectors		Sediment waves formed by turbidity or bottom currents and unconsolidated hemipelagic intervals.	-
	L4: Discontinuous low amplitude reflectors near surface			

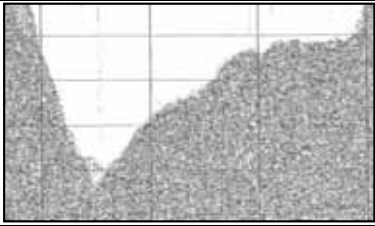
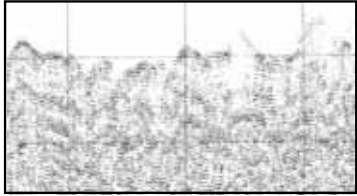
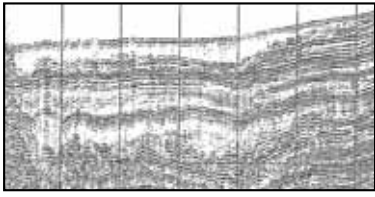
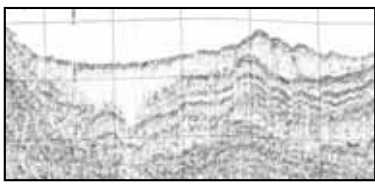
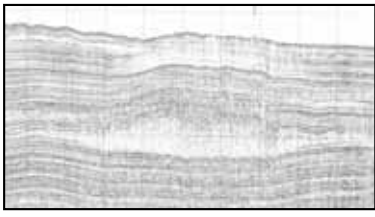
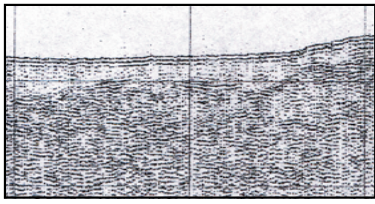
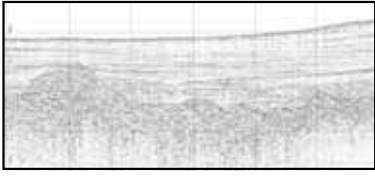
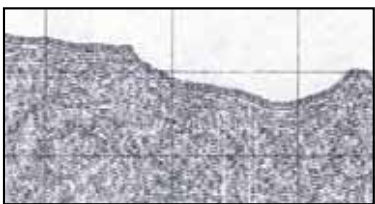
Non-penetrative 'Rough' R	R		Coarse sand and gravels typical on a canyon floor.	-
Chaotic C	C: Chaotic internal seismic facies		Mass-wasting deposits.	-
Transparent T	T1: Alternating transparent and layered reflectors		Hemipelagic intervals and turbidite sequences.	KMDJ-04 and MD04-2798
	T2: Transparent, without internal seismic facies		Mass-wasting deposits.	KMDJ-01
	T3: Transparent lens. Present in surface or buried			MD04-2800
Continental shelf CS	CS1: Transparent overlying the rough acoustic basement		Deposits formed by currents and hemipelagic sedimentation.	-
	CS2: Parallel reflectors overlying the rough acoustic basement		Deposits formed by currents and hemipelagic sedimentation.	-
	CS3: Rough acoustic basement		Coarser deposits or bedrock outcropping.	-

Tableau III-6 : Classification des écho-faciès sur la base des profils sismiques CHIRP. Chaque écho-faciès est interprété en terme de dépôt sédimentaire. On note aussi la récupération des carottes sédimentaires dans certains écho-faciès afin de valider leur interprétation.

Après le report des écho-faciès le long de la navigation, nous avons réalisé une interpolation entre les profils sismiques, en nous aidant de la carte bathymétrique. Le résultat est représenté par la carte de distribution des écho-faciès (**figure III-28**). La distribution des écho-faciès est décrite dans l'article (Annexe 1).

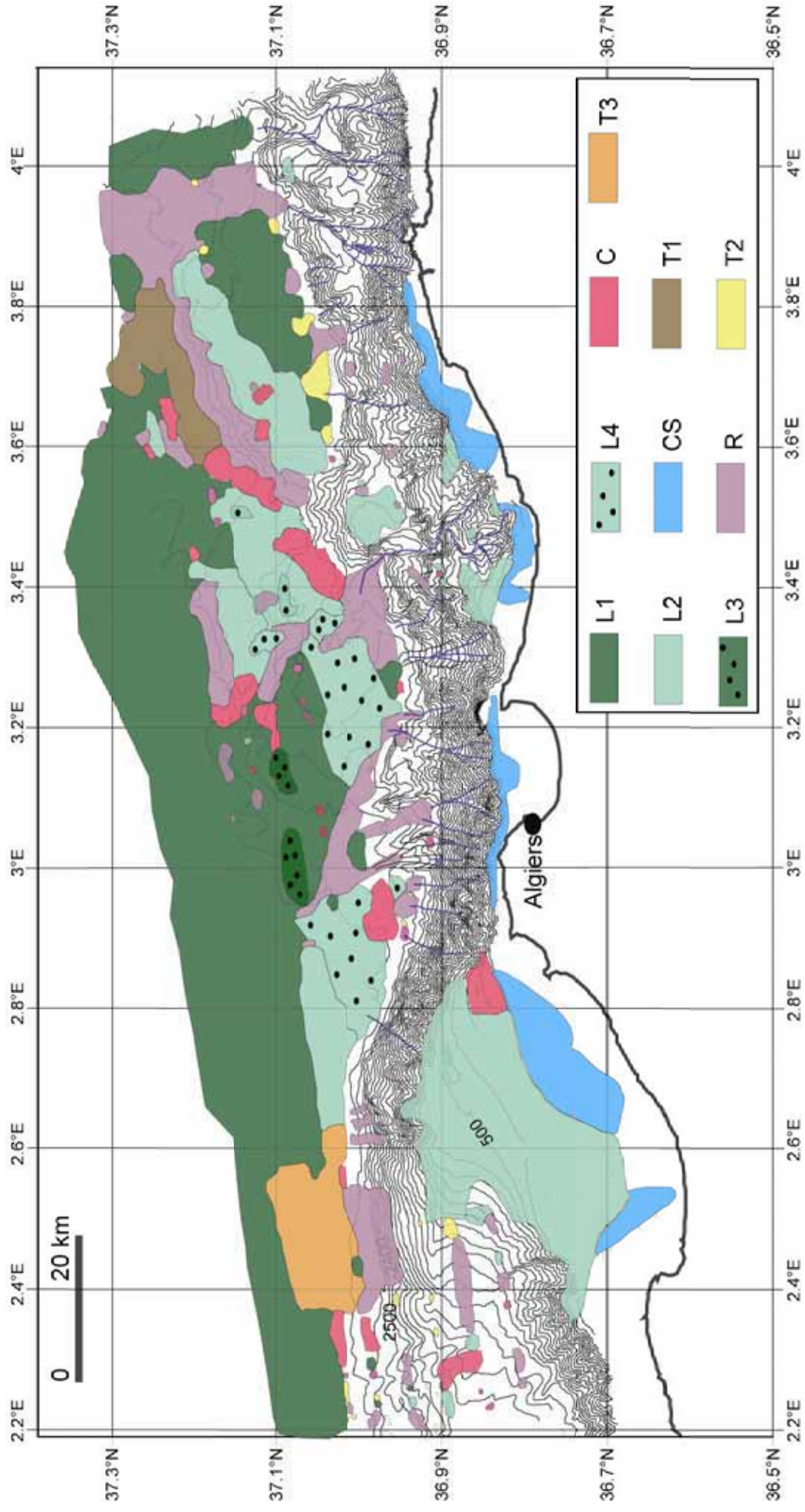


Figure III-28 : Carte de distribution des écho-faciès réalisée à partir de profils sismiques CHIRP.

Synthèse des principaux résultats issus de l'article :

L'investigation de la zone d'Alger, basée sur les données géophysiques et les carottages issues des campagnes océanographiques MARADJA 2003 et PRISMA 2004 ont permis d'aboutir aux résultats suivants :

1) Les processus sédimentaires semblent être influencés par la morphologie de la marge algérienne qui est à son tour contrôlée par l'activité tectonique. La sédimentation sur la marge algérienne est principalement contrôlée par deux processus : (a) les processus gravitaires qui incluent les courants turbiditiques et les glissements sous-marins et (b) la sédimentation hémipélagique.

2) La zone d'étude peut être sous-divisée en fonction de structures morphologiques rencontrées : présence ou absence des canyons, pente abrupte ou lisse (voir le texte de l'article).

3) De nombreux glissements ont pu être observés et décrits sur l'ensemble de la zone d'étude. Les glissements sont en général de petites tailles, et ils ont pu être décrits sur les pentes ouvertes ou au niveau des canyons. Les glissements apparaissent dans les parties inférieures des pentes, ou dans des zone intermédiaires liées à des ruptures de pente (Ex : pente continentale au large de Dellys). Certains glissements ont été observés en haut de pente, liés à la tête de canyon (exemple: le canyon d'Alger). Les systèmes de canyons sont très affectés par des phénomènes de déstabilisation des flancs.

Nouveaux résultats après la soumission de l'article.

Apports sédimentaires sur la marge algérienne

En Algérie, le climat est chaud et aride, juste le littoral bénéficie d'un climat plus doux, méditerranéen. Le climat influence fortement la hydrologie des cours d'eaux qui ont un régime saisonnier, mais avec des périodes de crue importantes. Trois oueds à débit plus important, se jettent en Méditerranée entre les villes de Tipaza et Dellys, et ils sont de l'Est à l'Ouest : l'oued Sébaou, l'oued Isser et l'oued Mazafran (**figure III-7**).

L'oued Sébaou se jette en mer au niveau de la ville de Dellys, et il semble avoir été directement connecté au Canyon de Sébaou. Actuellement, la distance entre la branche Ouest du Canyon de Sébaou et l'oued Sébaou n'est que de 4 km. D'après l'analyse morphologique, nous pouvons estimer que le Canyon de Sébaou est le plus actif, car il est caractérisé par les tons les plus sombres en terme d'imagerie ; ce qui indique la présence d'un faciès grossier (galets, graviers) de fond de canyon. L'analyse des profils SAR a aussi montré des figures d'érosion impressionnantes le long du Canyon de Sébaou. La **figure III-29** montre les dépressions géantes, "scours", liées à l'érosion des courants de turbidité.

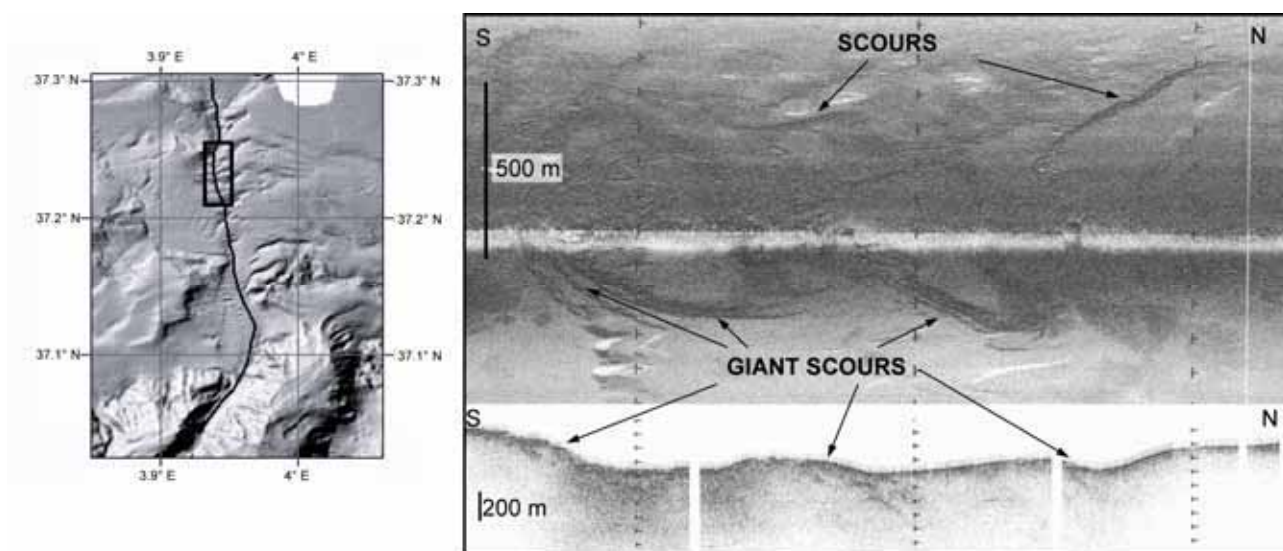


Figure III-29 : Image SAR (SAR 02) montrant les structures d'érosion au fond du Canyon de Sébaou.

Le Canyon de Sébaou est alimenté en sédiment par l'oued Sébaou, en partie, et par la déstabilisation des parois du canyon, car de nombreuses zones d'instabilités ont été mises en évidence lors de l'analyse morphologique.

L'oued Isser se déverse actuellement en mer à l'Est du Canyon d'Alger, qui ne semble pas d'être alimenté par l'oued. Boudiaf et al. (1998) ont montré l'influence de la tectonique sur le chemin de l'oued Isser au cours du Quaternaire. Le Canyon d'Alger, était connecté à l'oued Isser, mais le soulèvement de la zone côtière associé au mouvement tectonique le long de la faille de Thenia, avait dévié abruptement le cours de l'oued vers l'Est (Boudiaf et al., 1998). L'hypothèse de déviation du cours de l'oued Isser au cours du Quaternaire est basée aussi sur l'étude de terrain réalisée par Chemlal (1983), qui a reconnu 7 terrasses alluviales distinctes dans cette région, indiquant un soulèvement progressif, vers le Nord et l'Est, pendant le Quaternaire.

Cependant, même si l'oued Isser ne débouche pas en face du Canyon d'Alger, nous avons des raisons de penser que le canyon est toujours actif. Sur la carte "belle image" obtenue à partir de l'imagerie EM 300, on avait remarqué (voir texte chapitre 2) que la branche Est du Canyon d'Alger (1 sur la **figure III-30**) est marquée par de tons foncés (forte réflectivité) ; ce qui indique habituellement la présence d'un faciès grossier (galets, graviers) de fond de canyon. Un très fin thalweg, à morphologie linéaire est observé en se déplaçant vers l'Est (2 sur la **figure III-30**). Ce thalweg pourrait correspondre à une des continuations en mer de l'oued Isser, mais d'après son empreinte sur l'imagerie, on peut supposer que la connexion n'a pas duré très longtemps, avant une nouvelle déviation vers l'Est.

La dernière position de l'oued Isser, pendant le dernier bas niveau marin, était au niveau des thalwegs 3 et 4 situés à l'Est de Zemmouri (**figure III-30**). La partie du profil CHIRP MDJ 14, collectée en rebord du plateau continental, montre la tête du thalweg 4 (**figure III-30**) avec une incision axiale de 120 mètres.

Du fait de l'étroitesse du plateau continental, 6 km entre l'embouchure de l'oued et la tête du thalweg 4, on peut supposer que pendant des fortes crues, le panache des sédiments se répand au niveau de deux thalwegs (3 et 4 ; **figure III-30**).

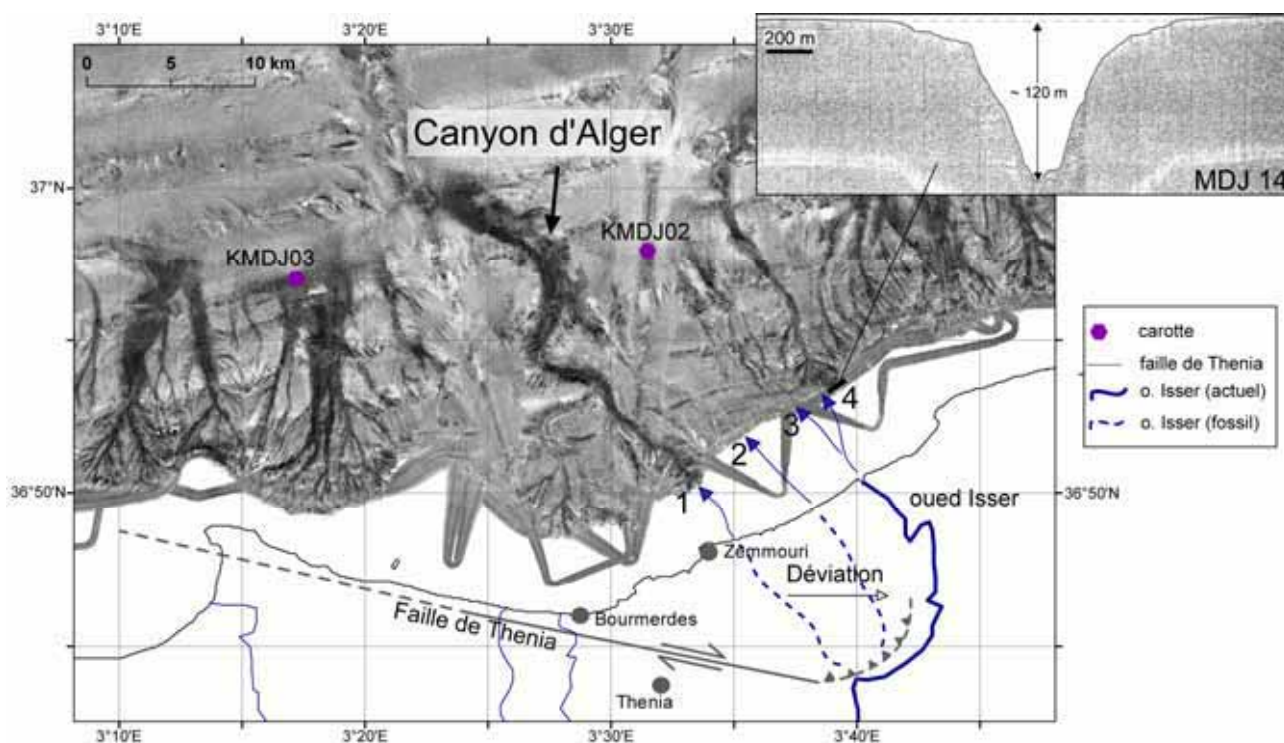


Figure III-30 : Carte de l'imagerie EM 300, "Belle image", montrant le Canyon d'Alger et les différentes connexions terre-mer. Faille de Thenia et cours anciens de l'oued Isser d'après Boudiaf et al. (1986) ; continuation de la faille de Thenia en mer d'après Domzig (2006).

La carotte sédimentaire KMDJ 02 collectée en pied de pente, au débouché du thalweg 3 a dû enregistrer les changements de sédimentation dans cette zone. Trois datations ont été réalisées sur cette carotte (Giresse et al., soumis) et les résultats sont reportés dans le tableau ci-dessous (**tableau III-7**).

La carotte KMDJ 02 est caractérisée dans sa partie sommitale par 2,3 mètres de dépôts argileux. Grâce aux images rX nous avons observé la présence de quelques galets mous et de laminations déformées et accumulés entre 2,3 et 4,1 m de profondeur. A partir de 5,3 mètres de profondeur et jusqu'à la base de la carotte, 10 séquences turbiditiques, d'épaisseur millimétriques, ont été décrites.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	^{14}C âge moyen (BP)	Lab erreur \pm (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
KMDJ 02	180-190	Foraminifères planctoniques	2280	35	1841 - 1938	Reimer et al. (2004)	1889
KMDJ 02	390-400	Foraminifères planctoniques	7330	40	8154 - 8272	Reimer et al. (2004)	8213
KMDJ 02	617-627	Foraminifères planctoniques	12860	60	14265 - 14679	Reimer et al. (2004)	14472

Tableau III-7 : Résultats des datations ^{14}C réalisées sur la carotte KMDJ 02 (Giresse et al., soumis).

D'après notre description, il est possible que le prélèvement ^{14}C réalisé entre 390 et 400 m de profondeur ne soit pas caractéristique pour le calcul du taux d'accumulation, car la base de l'événement gravitaire mis en évidence lors de l'analyse des images rX se trouve à 4,1 m de profondeur, et donc le prélèvement a été peut-être réalisé dans l'accumulation gravitaire.

En prenant les deux autres dates ^{14}C nous trouvons un taux d'accumulation totale pour la carotte de 35 cm/1000 ans. Nous pouvons donc associer l'absence des séquences turbiditiques au dessus de 5 mètres de profondeur, à la remonter du niveau marin (après le Younger Dryas), et donc l'éloignement de la source de sédiments.

Les observations aux niveaux des canyons et des thalwegs situés sur la pente continentale algéroise nous permettent de supposer que les sédiments transportés par les oueds, lors de crues, peuvent être directement repris par ces systèmes, transportés et ensuite déposés dans les différents bassins le long de la marge. Cependant, seule une partie d'apport sédimentaire proviendrait des oueds, car une autre partie des sédiments, très importante, est fournie par la déstabilisation des flancs des canyons ou thalwegs identifiés sur la pente continentale.

Chapitre 3. Analyse des processus gravitaires dans la zone d'Alger

Après la présentation morpho-sédimentaire générale de la zone d'étude, je vais maintenant exposer les différents types de processus gravitaires. La zone d'étude sera divisée en plusieurs sous-zones afin de mieux présenter les données. J'ai utilisé 14 carottes sédimentaires collectées lors de trois campagnes océanographiques (MARADJA 2003 ; PRISMA et MARADJA 2), sur lesquelles j'ai réalisé une étude sédimentologique et géotechnique.

L'étude sédimentologique inclut la description lithologique, l'analyse des images rX, la granulométrie laser, la teneur en carbonates (MD04-2798 et KMDJ 04). L'analyse géotechnique inclut, quant à elle, les mesures de paramètre physique (banc MSCL), de la cohésion non drainée, de vitesses V_p , de la teneur en eau, de l'indice de plasticité, de l'état de consédimentation de sédiments.

Lors de la campagne MARADJA 2 (2005), nous avons collecté des images SAR dans certaines zones considérées intéressantes en terme d'instabilités gravitaires et ces images seront présentées dans ce chapitre.

Zone d'étude :

(1) La pente continentale située au large de Dellys (**figure III-31**). La localisation de la faille responsable du séisme de Boumerdès a été cartographiée au pied de la pente continentale (Déverchère et al., 2005). Dans cette zone nous allons essayer de mettre en évidence les processus gravitaires en pied de pente, grâce à l'analyse des profils SAR 01 et SAR 11. La zone autour d'un grand glissement a fait l'objet de plusieurs prélèvements afin de caractériser les dépôts sédimentaires en dehors du glissement (KMDJ 12), dans la loupe d'arrachement (KMDJ 13) et en pied de pente (KMDJ 14). Deux autres carottes (KMDJ 01 et KMDJ 15) ont été collectées plus à l'Ouest de la carotte KMDJ 14, toujours en pied de pente. Le milieu de la pente continentale est analysé à partir du profil SAR 13 (**figure III-31**). Nous allons aussi décrire d'autres processus et objets sédimentaires le long de la pente et juste que dans le canyon de Sébaou.

(2) L'escarpement S1 (**figure III-31**) est situé à 25-35 km au large de la côte algérienne et a été décrit comme étant affecté par des nombreux glissements. Deux carottes sédimentaires (MD04-2799 et KMDJ 16) ont été récupérées dans des zones non affectées par les glissements. Ces carottes ont fait l'objet d'analyses sédimentologiques et géotechniques. Les résultats de ces analyses ont été intégrés dans différents modèles numériques afin d'évaluer la stabilité de la pente et les résultats seront présentés dans le chapitre suivant. Dans le bassin profond, D2, situé en pied de l'escarpement S1, nous disposons de deux carottes sédimentaires (KMDJ 04 et MD04-2798) qui seront utilisées pour la caractérisation des processus sédimentaires actifs dans cette zone.

(3) L'escarpement S2 est situé au nord de l'éventail sédimentaire profond d'Alger dans un contexte diapirique (**figure III-31**). Cette zone est caractérisée par la présence de glissements et elle a été imagée avec le SAR lors de la campagne MARADJA 2 (profils SAR 27 et SAR 28). Nous allons décrire les glissements seulement d'un point de vue morphologique car nous ne disposons pas de prélèvements de sédiments dans cette zone.

(4) Le banc de Khayr al Din (**figure III -31**). Je vais décrire la pente au Nord du banc, situés à l'aval d'une zone des *pockmarks*, grâce au profil SAR 21. Les *pockmarks* et les données liées à eux ne seront pas utilisées, car ceci fait l'objet des travaux de F. Djadid de l'Université d'Alger (Algérie). Une carotte calypso, MD04-2800, a été récupérée en pied de pente. Le prélèvement a été fait dans le but de décrire un faciès sismique transparent. Une autre zone intéressante correspond à la partie Ouest du Banc de Khayr al Din où des loupes d'arrachement superficielles ont été mises en évidence lors de l'analyse morphologique de la zone. Le profil SAR 26 et les deux carottes sédimentaires KMDJ 26 et KMDJ 27 nous aideront par la suite à comprendre les dépôts sédimentaires dans cette zone.

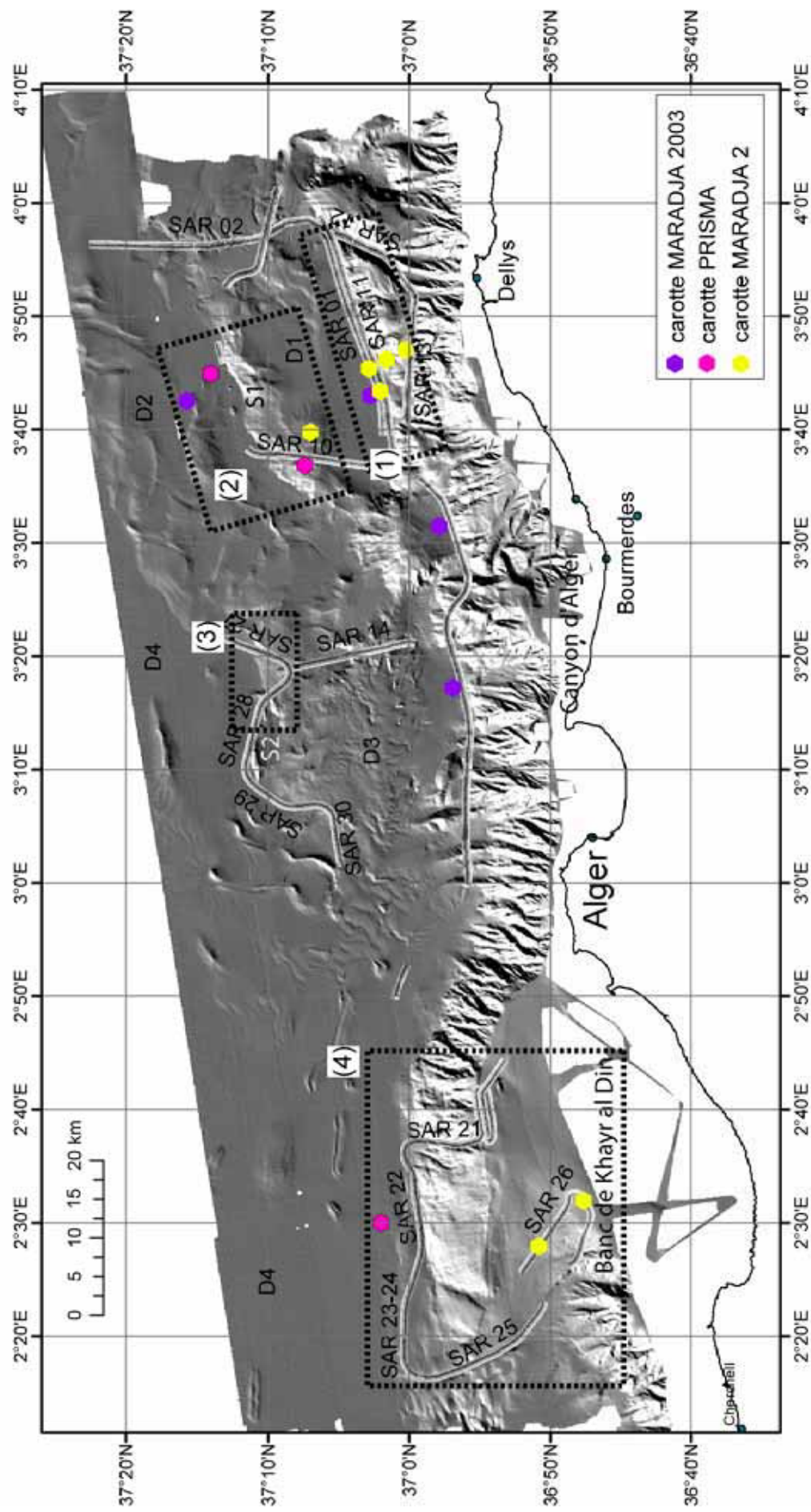


Figure III-31 : Carte bathymétrique ombrée montrant les données utilisées pour l'analyse détaillée des glissements au large d'Alger (carottes sédimentaires issues de MARADJA 2003, PRISMA et MARADJA 2, et profils SAR MARADJA 2).

3.1. La pente continentale au large de Dellys

La première zone d'étude que je vais décrire correspond à la pente continentale située au large de la ville de Dellys (**figure III-32**). La pente continentale est caractérisée à l'Est par la présence de deux canyons bien développés : le canyon de Sébaou et le canyon de Dellys (**figure III-32**). La partie inférieure de la pente est affectée par des glissements, identifiés lors de l'analyse morpho-sédimentaire de la zone.

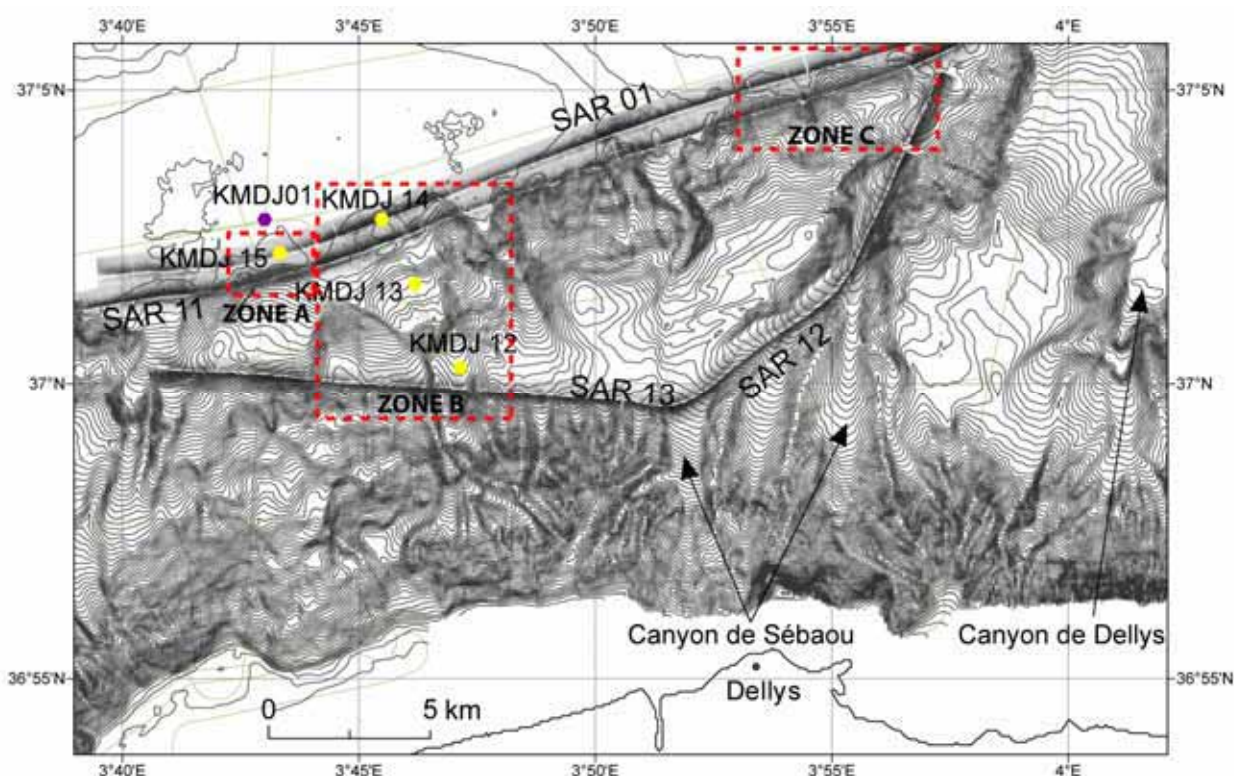


Figure III-32 : Carte bathymétrique (équidistance contours de 20 m) montrant la pente continentale au large de Dellys et la localisation des données utilisées pour la description de cette zone (carottages et profils SAR).

Dans cette zone, un profil SAR (SAR 13) a été réalisé sur la pente continentale et deux autres (SAR 01 et SAR 11) ont été réalisés en pied de pente (**figure III-32**). Nous disposons aussi de cinq carottes sédimentaires. La localisation des carottes est illustrée dans la **figure III-32** et le **tableau III-8**.

Campagne	Nom	Latitude	Longitude	Long. (m)	Bathy. (m)
MARADJA1	KMDJ01	N37 02,76	E003 43,01	7,83	2400
MARADJA2	KMDJ12	N37 00,24	E003 47,11	6,02	1708
MARADJA2	KMDJ13	N37 01,66	E003 46,18	3,25	2132
MARADJA2	KMDJ14	N37 02,78	E003 45,48	8	2312
MARADJA2	KMDJ15	N37 02,19	E003 43,33	9,68	2377

Tableau III-8 : Carottes sédimentaires collectées sur la pente continentale et en pied de pente au large de Dellys.

Nous allons étudier par la suite plusieurs exemples d'instabilités gravitaires au niveau de la pente continentale grâce aux images haute résolution SAR. La description est réalisée de l'ouest à l'est en divisant la pente en trois zones :

Zone A (**figure III-33**) : Morphologie et imagerie

La pente continentale est abrupte et entaillée par des ravines. On remarque la présence en pied de pente d'une accumulation en forme de lobe (**figure III-33**).

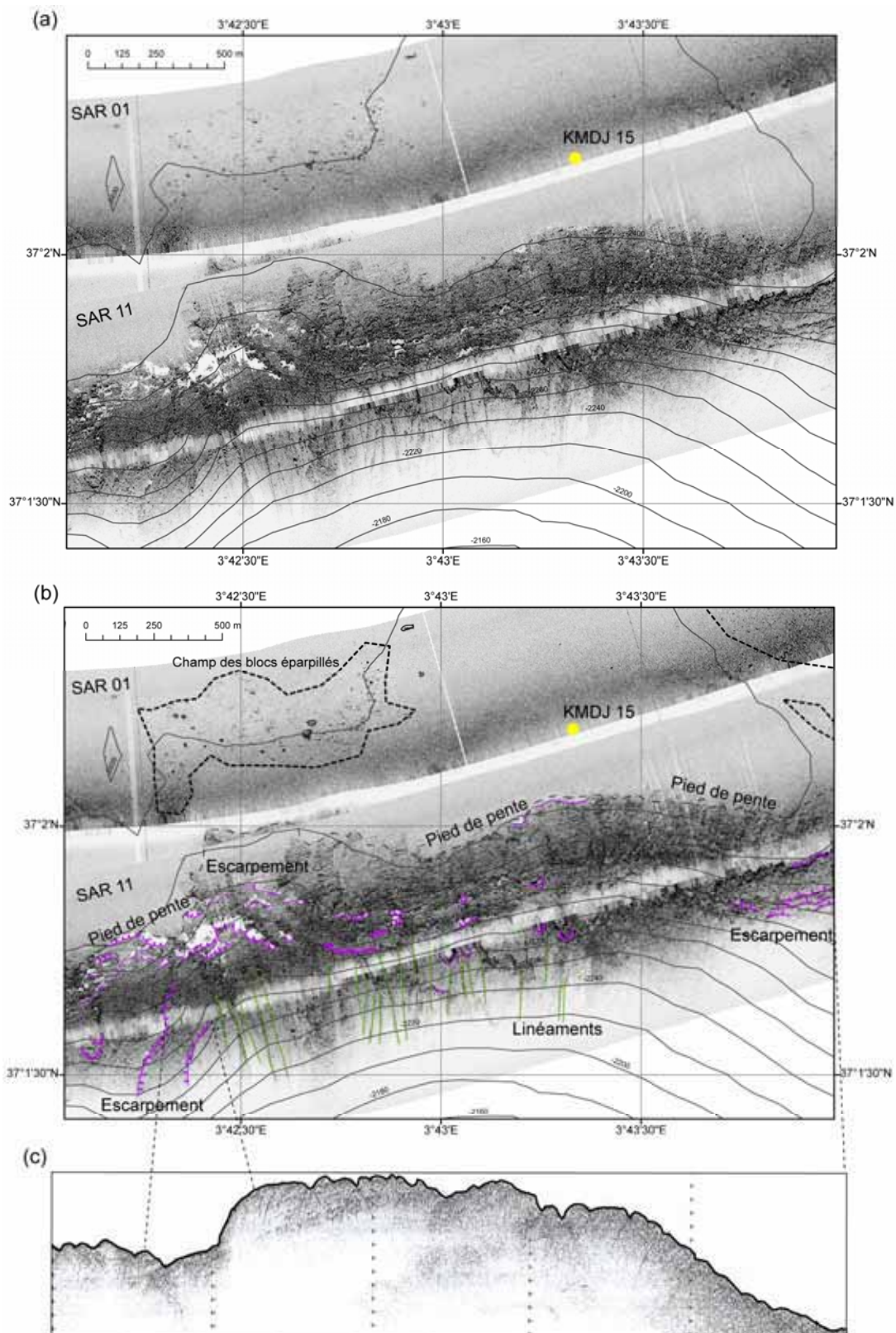


Figure III-33 : Profils SAR 01 et 11 illustrant les objets sédimentaires et morphologiques la partie ouest de la pente continentale et le pied de pente avec (a) Profils SAR non-interprétés ; (b) Profils SAR interprétés et (c) profils sismique 3,5 kHz associé à l'image SAR 11.

La carotte KMDJ 15 (MARADJA 2) a été récupérée au nord de cette accumulation (bourrelet), et la carotte KMDJ 01 (MARADJA 2003) a été récupérée 1 km plus au Nord (**figure III-32**). La taille de l'accumulation sédimentaire est assez importante : ~ 4,8 km de long et ~ 2,4 km de large. D'après la morphologie dans la zone amont, on estime que la tête d'un possible glissement se trouve entre 1700 et 1800 mètres de profondeur d'eau.

La **figure III-33a** présente les images de détail de profils SAR 01 et SAR 11 de la partie distale de cette accumulation (bourrelet) ainsi que la localisation de la carotte KMDJ 15. On remarque que le bourrelet se termine dans son extrémité Ouest abruptement et présente des nombreux escarpements, mises en évidence par des traits violets sur la **figure III-33b**. Les escarpements mis en évidence sur l'image, représentent des parois verticales plurimétriques. La hauteur de ces escarpements a été estimée en fonction de leurs ombres et elle est comprise entre 2 et 9 mètres. Plusieurs linéaments, cannelures, sont remarqués dans la partie Sud du profil SAR 11 et ils sont mis en évidence par des traits verts sur la **figure III-33b**.

Plusieurs blocs individuels sont observés sur le profil SAR 01 au Nord du pied de pente (**figure III 33b**). La hauteur des blocs peut être aussi calculée en fonction des ombres (voir description méthode de calcul dans la deuxième partie "Données et Méthodologie"). Les blocs ont des tailles significatives caractérisées par des longueurs variables comprises entre 3 et 40 mètres. La hauteur maximale est donnée par un bloc d'environ 21 m de long qui mesure environ 2 m de haut.

Lithologie

Deux carottes sédimentaires ont été collectées dans cette zone : KMDJ 15 en pied de pente et KMDJ 01 à environ 1 km plus au Nord de la carotte KMDJ 15.

La carotte KMDJ 15

La carotte **KMDJ 15** a été récupérée en pied de pente par 2377 m de profondeur d'eau. La **figure III-34** présente la localisation de la carotte KMDJ 15 sur le profil 3,5 kHz associé au profil SAR 01. La carotte KMDJ 15 a été prélevée dans un faciès lité caractérisé par de réflecteurs de faible amplitude.

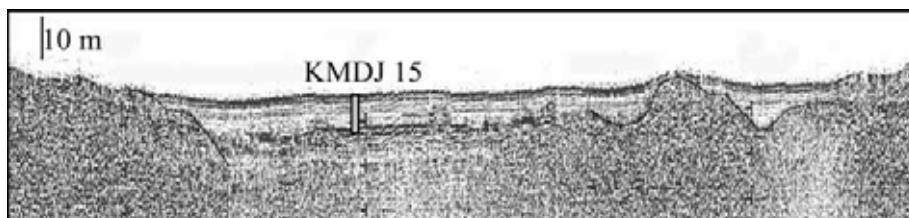


Figure III-34 : Profil 3,5 kHz associé au profil SAR 01 montrant la localisation de la carotte KMDJ 15.

La carotte KMDJ 15 se caractérise par une longueur totale de 8,61 mètres. Cependant, les quatre premiers tronçons de la carotte KMDJ 15 ont été récupérés plus ou moins remplis par du sédiment, en raison du pistonnage d'un niveau de sable ; il est probable que la longueur totale de la carotte soit surestimée. La partie supérieure de la carotte, de 0 à 3 m de profondeur, se caractérise par une boue argileuse beige. Cette partie est très fluide et des grains de silt et sable existe à l'intérieur de

l'argile (**figure III-35a**). La première séquence turbiditique, à base sableuse, est décrite entre 331 et 321 cm de profondeur (**figure III-35a**). On décrit une autre séquence turbiditique entre 515 et 545 cm de profondeur (**figure III-35a**). La base de cette deuxième séquence est composée par du sable moyen et elle est érosive et très nette. L'évolution granulométrique de cette séquence sera présentée par la suite. Deux autres dépôts de silt et sable sont décrits entre 610 et 615 cm et entre 710 et 715 cm de profondeur et ils ont une faible épaisseur (**figure III-35a**).

La **figure III-35b** présente les mesures granulométriques réalisées entre 312 et 861 cm de profondeur. On remarque que le sédiment est caractérisé par une composante argilo-silteuse (80 %). Les niveaux de sable contiennent du sable fin avec un petit pourcentage de sable moyen à grossier (**figure III-35b**).

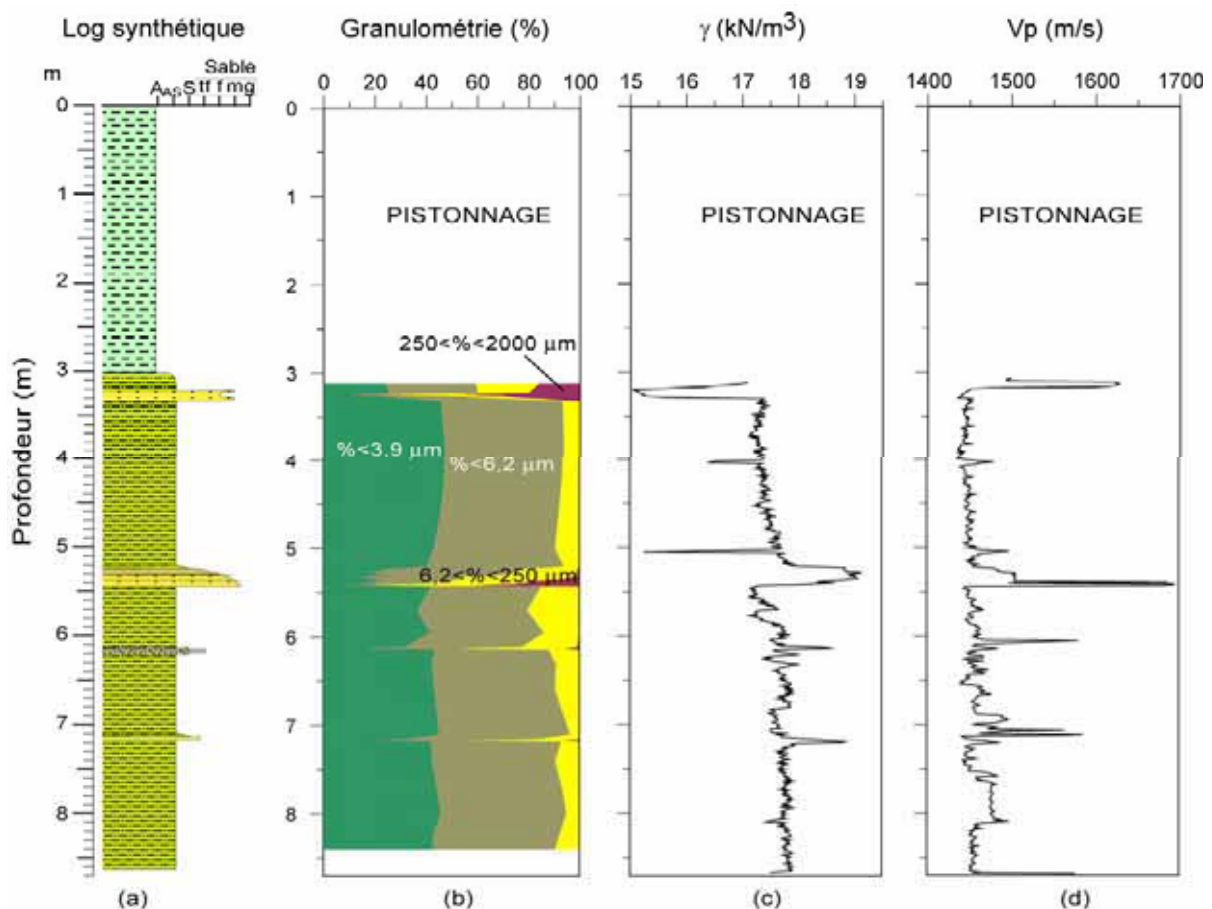


Figure III-35 : Carotte KMDJ 15 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL et (d) mesure de vitesses V_p au MSCL.

La **figure III-35c** présente les mesures du poids volumique réalisées au banc MSCL. J'ai corrigé les valeurs en enlevant la partie supérieure affectée par le pistonage, car les valeurs du poids volumique montraient la présence d'eau. La carotte KMDJ 15 est caractérisée par un poids volumique moyen de 17 kN/m^3 , avec une légère augmentation avec la profondeur.

La **figure III-35d** montre les valeurs des vitesses V_p mesurées au banc MSCL. La valeur moyenne est estimée à 1450 m/s , mais des variations de la vitesse sont observées le long de la courbe. La

séquence turbiditique observée entre 515 et 545 cm de profondeur est très bien mise en évidence par une augmentation de Vp.

La **figure III-36** montre une partie de la carotte KMDJ 15 (entre 520 et 545 cm de profondeur) afin d'illustrer l'évolution granulométrique d'une séquence turbiditique. La séquence turbiditique illustrée dans la **figure III-36a** montre une base nette, érosive. L'image rX permet de bien illustrer les lamines basales. Les lamines sont composées d'une alternance de sable fin à moyen à coquillages et des lamines d'argile à grains de silt. Les mesures granulométriques (**figure III-36c**) montrent une allure granodécroissante de la séquence turbiditique.

La courbe granulométrique cumulée (**figure III-36d**) présente aussi l'évolution granodécroissante de la séquence turbiditique. On remarque l'augmentation de la fraction argileuse vers 520 cm de profondeur, mais toujours avec un pourcentage important de fraction silteuse (**figure III-36d**).

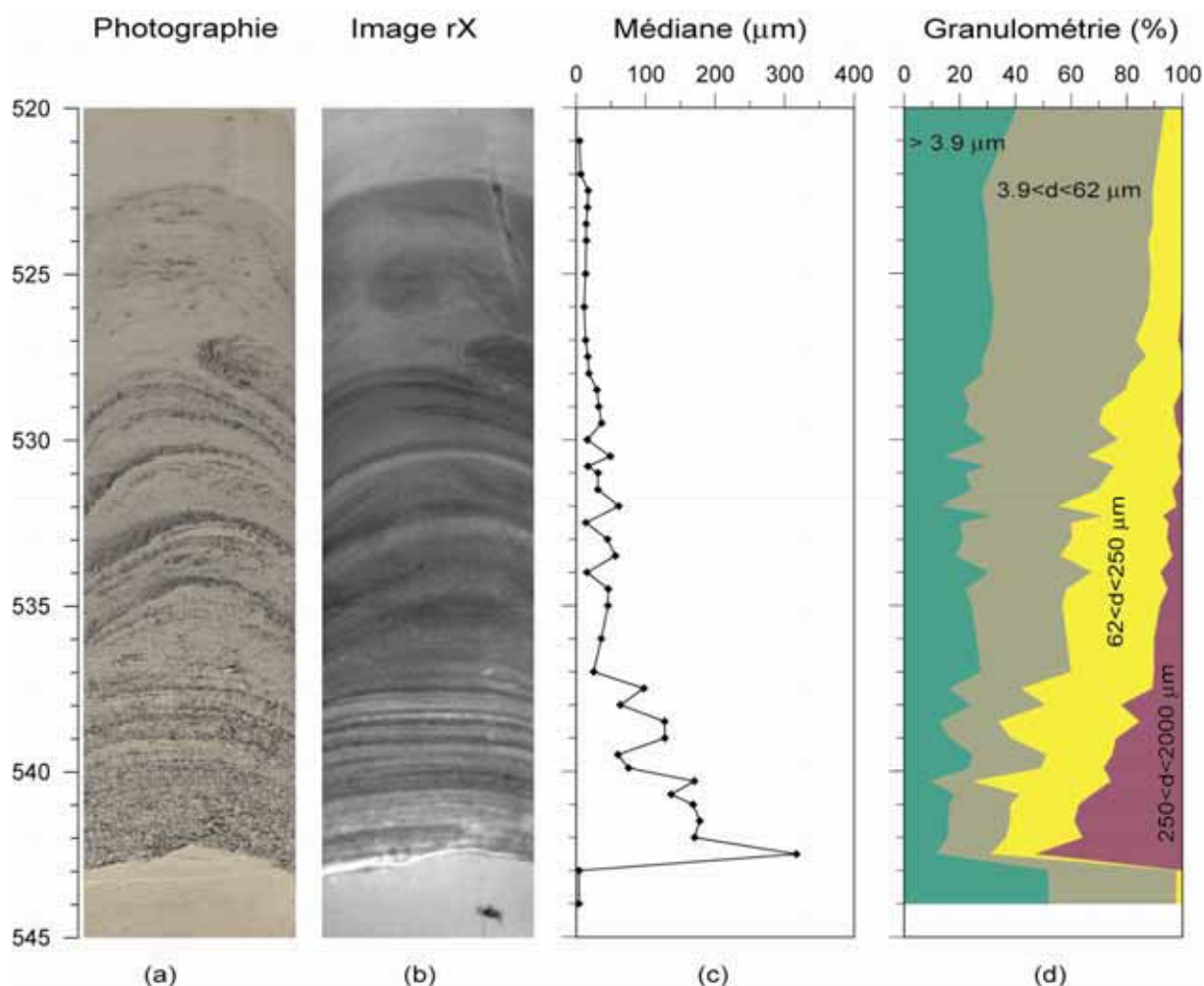


Figure III-36 : Tronçon de la carotte KMDJ 15 compris entre 520 et 545 cm de profondeur avec (a) photographie, (b) image rX, (c) mesure de la médiane (μm) et (d) évolution granulométrique (%).

La carotte KMDJ 01

La carotte **KMDJ 01** se situe à 1 km plus au Nord par rapport à la carotte KMDJ 15. Cette carotte a été récupérée lors de la campagne MARADJA 2003 afin de décrire l'écho faciès transparent (T2) (**figure III-37**). La base du faciès transparent est irrégulière ; on remarque la présence de quelques terminaisons en onlap de réflecteurs adjacents ce qui implique une nature érosive de l'événement.

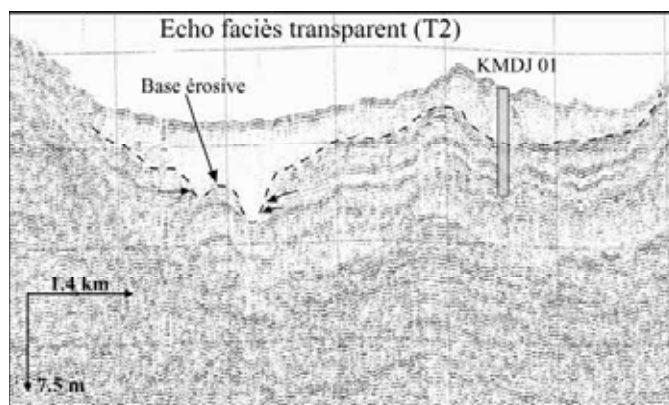


Figure III-37 : Profil CHIRP 08 montrant la localisation de la carotte KMDJ 01 et la présence d'une structure à faciès transparent et base érosive.

La carotte KMDJ 01 mesure 7,83 m de long (**figure III-38a**) et elle a été récupérée par 2400 m de profondeur d'eau. La description sédimentaire de la carotte KMDJ 01 a permis de mettre en évidence un niveau caractérisé par la présence de galets d'argile dans une matrice de boue argileuse (**figure III-38b**). Ce niveau a été attribué à une débrite et il est compris entre 3 et 233 cm de profondeur (**figure III-38a**). On associe la débrite au faciès transparent (**figure III-37**). Le dépôt gravitaire est couvert par 3 cm de boue hémipélagique (**figure III-38a**). Par contre, en-dessous de la débrite, entre 233 cm de profondeur et la base de la carotte, on observe la présence de 19 dépôts de silt et sable d'épaisseur millimétrique à centimétrique (**figure III-38c**).

La **figure III-38c** est réalisée à partir de 103 mesures granulométriques et met en évidence la nature argilo-silteuse du sédiment, ainsi que la présence de niveaux sableux tout au long de la carotte. La **figure III-38d** présente les mesures du poids volumique réalisées au banc MSCL. La carotte KMDJ 01 est caractérisée par des valeurs du poids volumique comprises entre 19 et 22 kN/m³ au niveau du dépôt gravitaire. Au dessous du dépôt gravitaire la courbe du poids volumique montre une valeur constante moyenne de 19 kN/m³. On remarque une augmentation du poids volumique par rapport à la granulométrie de séquences turbiditiques.

Les datations ¹⁴C réalisées sur la carotte KMDJ 01 (Giresse et al., soumis) sont présentées dans le tableau ci-dessous (**tableau III-9**). Le taux d'accumulation calculé entre 340 et 490 cm de profondeur est de 36 cm/ 1000 ans ; et de 40 cm / 1000 ans entre 4,9 et 7,85 cm de profondeur. On remarque que les deux valeurs sont similaires et aucun changement dans le taux de sédimentation n'est enregistré.

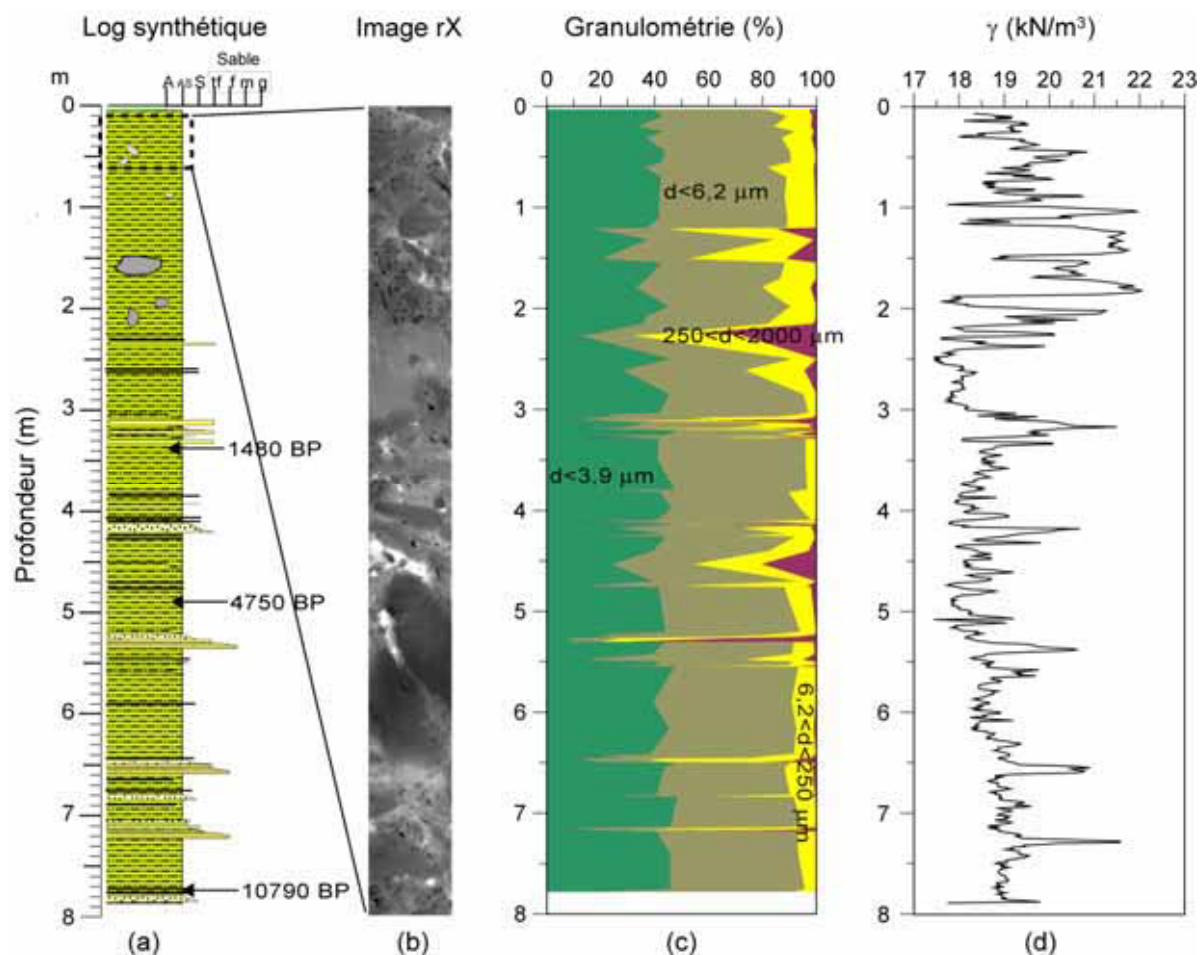


Figure III-38 : Carotte KMDJ 01 (a) log synthétique, (b) photographie de l'intervalle 10 - 60 cm, (c) classification granulométrique, (d) mesures du poids volumique au MSCL.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	^{14}C âge moyen (BP)	Lab erreur \pm (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
KMDJ 01	337 - 377	Foraminifères planctoniques	1480	50	956 - 1082	Reimer et al. (2004)	869
KMDJ 01	489 - 498	Foraminifères planctoniques	4750	40	4897 - 5052	Reimer et al. (2004)	4974
KMDJ 01	785	Foraminifères planctoniques	10 790	60	12 095 - 12 363	Reimer et al. (2004)	12 229

Tableau III-9 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 01 (Giresse et al., soumis) (Age réservoir -400 ans).

Cependant, le premier âge a été obtenu sur 40 cm d'épaisseur de sédiment (337-377). Avec un taux de sédimentation de 36 cm par 1000 ans, on peut donc affirmer qu'il peut y avoir une erreur pour cet intervalle d'environ 800 ans, ce qui n'est pas du tout négligeable. Cette méthode de datation, sur une épaisseur importante de sédiment, implique des erreurs importantes dans le cas de fort taux de sédimentation. Par ailleurs, l'âge de la débrite est difficile à estimer à partir de ces résultats, sans avoir une datation réalisée au-dessus du dépôt, dans les 3 cm d'argile hémipélagique observée lors de la description.

Zone B

A l'est de l'accumulation sédimentaire précédemment décrite (Zone A), nous avons observé une zone de glissement de taille importante (**figure III-39**). Trois carottes sédimentaires ont été récupérées à proximité et dans la zone du glissement (**figure III-39**).

Morphologie et imagerie de la zone B :

Le glissement s'initie en milieu de pente vers 1800 m de profondeur d'eau. La hauteur du mur de glissement est d'environ 200 m (**figure III-39**). La largeur du glissement est d'environ 1,5 km au niveau de la tête est de 2,3 km à la base de la tête du glissement (**figure III-39**).

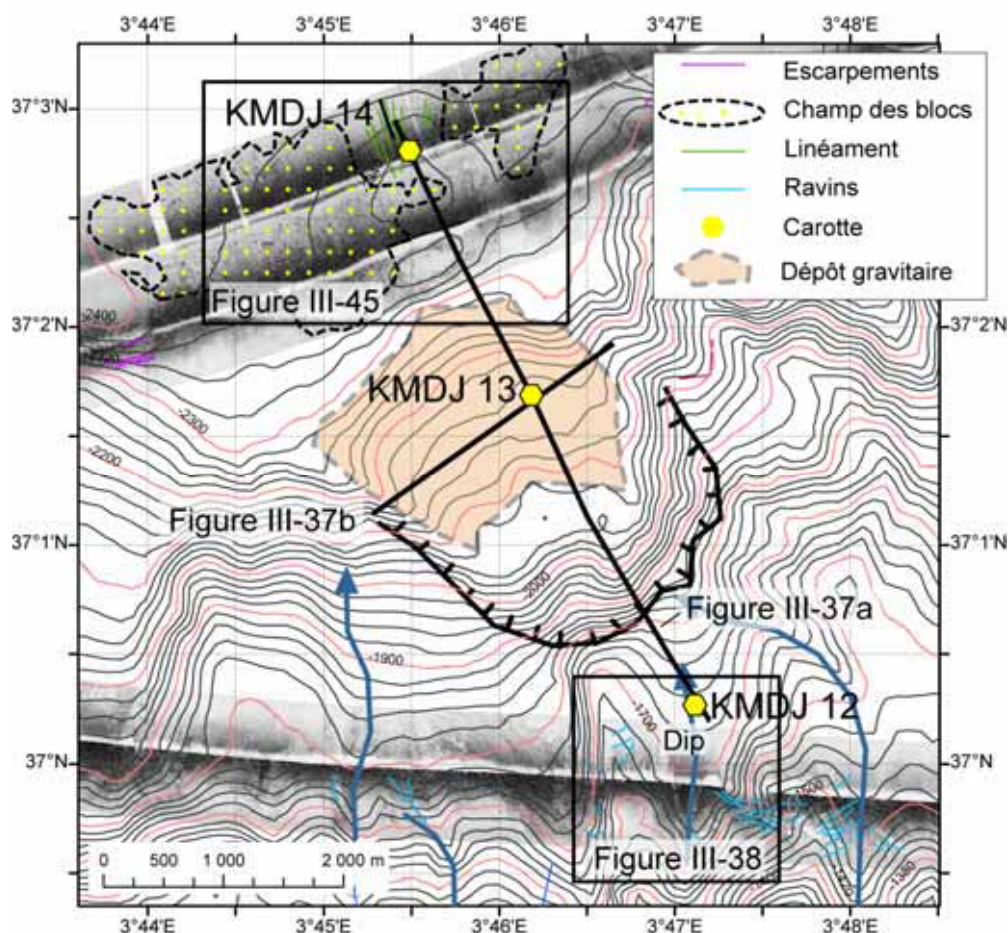


Figure III-39 : Image de détail de la pente continentale montrant la localisation des profils SAR interprétés et des carottes récupérées.

Si on considère le glissement comme un glissement rotationnel, avec la limite basale marquée en pointillés sur **figure III-40a**, et si on suppose que la bathymétrie avant glissement était celle montrée par la ligne rouge en pointillés (**figure III-40a**), la hauteur maximale du glissement peut être estimée à 135-140 mètres. La **figure III-40b** présente une coupe transversale montrant les parois latérales de la loupe de glissement et l'accumulation gravitaire, le *slump*, à l'intérieur de la loupe.

On peut aussi remarquer qu'une partie du sédiment mobilisé est restée sur la pente juste à l'aval de la loupe d'arrachement (zone orange sur la **figure III-40**). La hauteur maximale de ce dépôt est d'environ 65 mètres (**figure III-40a**). La zone que ce dépôt est d'environ 2,4 km en longueur et de 1,7 km en largeur. A partir de ces valeurs on estime le volume du dépôt gravitaire pour une épaisseur moyenne de 30 m à $0,122 \text{ km}^3$.

Le volume au niveau de la loupe d'arrachement a été calculé en estimant une surface supposée correspondre à la bathymétrie avant le glissement. La différence entre la bathymétrie actuelle et celle d'avant glissement donne un volume d'environ $0,125 \text{ km}^3$. Mais, étant donné que la bathymétrie actuelle prend en compte le dépôt gravitaire resté au niveau de la loupe d'arrachement, il faut donc enlever une partie du volume du dépôt afin d'évaluer le volume vrai du glissement. On arrive donc, à un volume total d'environ $0,18-0,20 \text{ km}^3$.

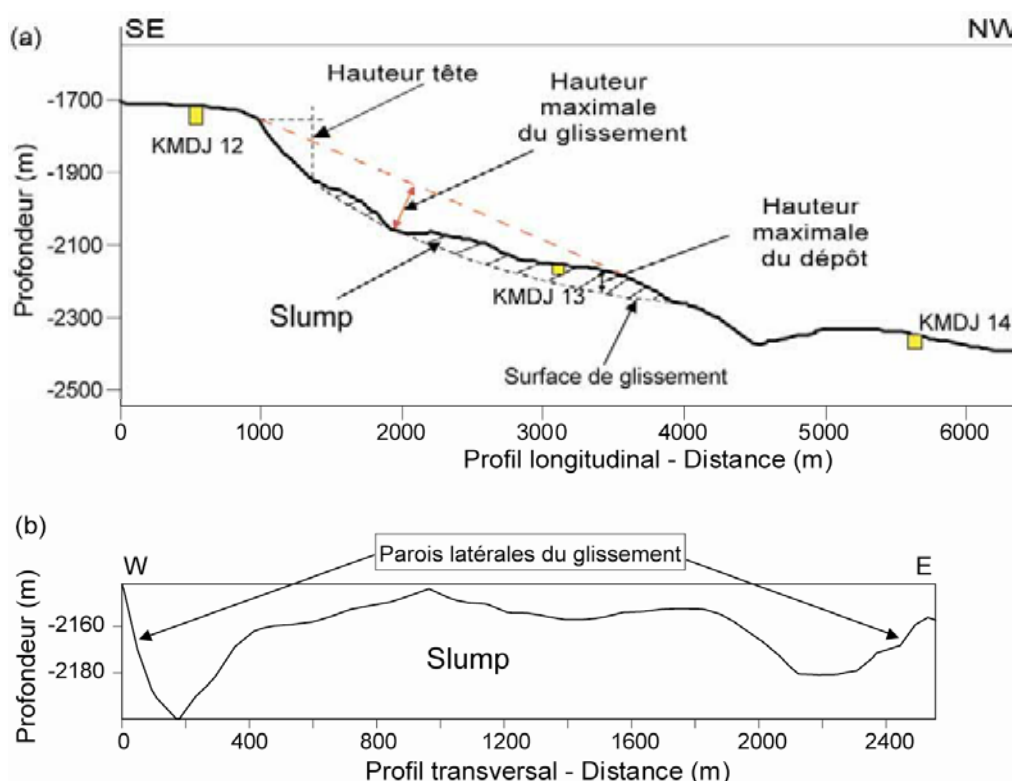


Figure III-40 : (a) Profil bathymétrique à travers le glissement (longitudinal) (localisation sur la figure III-40) montrant les différents paramètres du glissement (la longueur des carottes n'est pas à l'échelle du profil) et (b) Profil bathymétrique (transversal) (localisation sur la figure III-40).

Il paraît évident qu'une partie importante du sédiment mobilisé a été évacué de la zone de glissement. Après la présentation des données je reviendrai sur l'interprétation du processus d'évacuation des sédiments. Les données disponibles pour cette zone seront décrites de l'amont vers l'aval. Nous avons voulu collecter une carotte de référence, à l'amont de la cicatrice de glissement afin de caractériser les sédiments non-glissés. En même temps, nous avons acquis un profil SAR (SAR 13) en milieu de la pente continentale, à proximité de la carotte KMDJ 12.

Morphologie et imagerie de haut de la pente (SAR 13) :

La **figure III-41** (pour localisation voir **figure III-39**) présente une image de détail de la zone située à l'amont de la zone du glissement. La localisation de la carotte KMDJ 12 est illustrée sur la même figure (**figure III-41**).

L'interprétation du profil SAR 13 montre la présence d'un thalweg bien individualisé sur la pente continentale, que j'ai marqué en violet sur la **figure III-41b**. Le thalweg mesure environ 225 m de large au niveau du passage du profil SAR 13 (la **figure III-41b**). On remarque la présence de nombreux ravineements qui descendent les pentes pour rejoindre le thalweg (ligne bleu sur la **figure III-41b**).

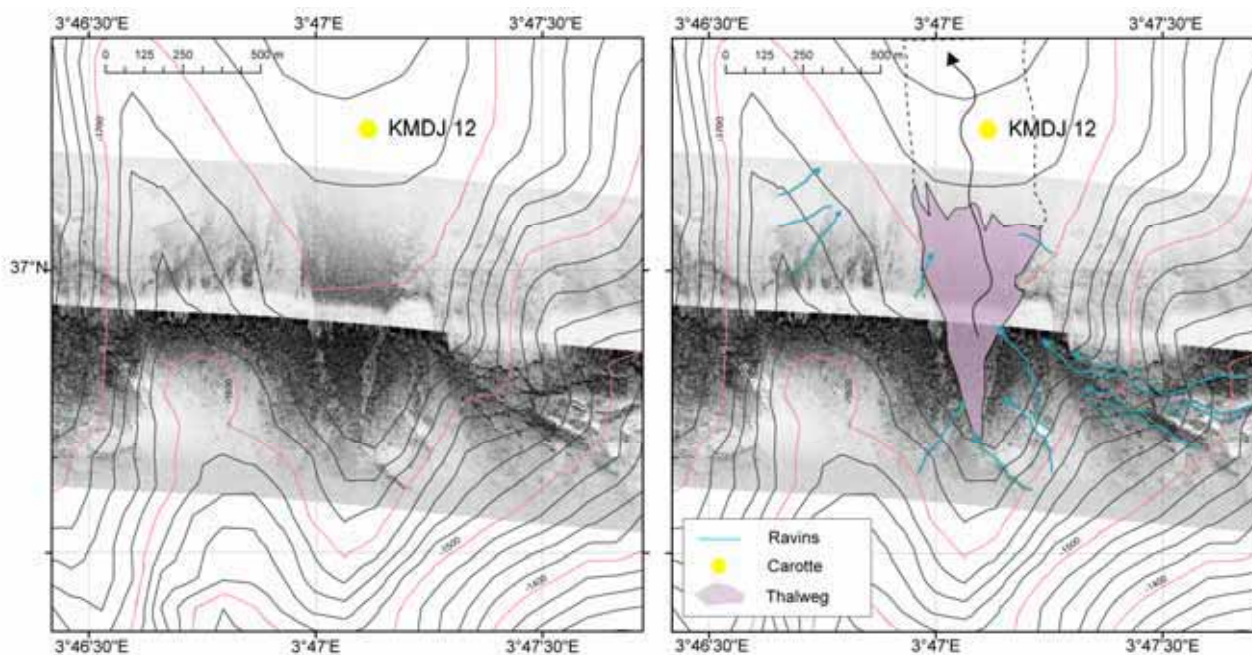


Figure III-41 : (a) Image de détail du profil SAR 13 dans la zone où la carotte KMDJ 12 a été récupérée et (b) image SAR 13 interprétée montrant un thalweg bien développé et de nombreuses ravines.

A partir de ces observations, on peut donc supposer que la carotte KMDJ 12 ne se trouve pas dans un contexte de dépôt calme, car sa localisation implique l'enregistrement de phénomènes gravitaires.

Lithologie et propriétés géotechniques des sédiments en haut de pente (KMDJ 12):

La carotte **KMDJ 12**

La carotte sédimentaire **KMDJ 12** a été collectée sur la pente continentale, à l'amont de la zone de glissement (**figure III-41**). Cette carotte, récupérée dans le but de caractériser les sédiments en place, a fait l'objet de plusieurs essais de laboratoire afin d'identifier les propriétés mécaniques et physiques des sédiments non glissés. Cependant, nous avons observé lors de l'interprétation du profil SAR 13 que la carotte KMDJ 12 se trouve dans l'axe d'un thalweg, donc il est peu probable que les sédiments soient représentatifs des sédiments non remaniés.

La carotte **KMDJ 12** mesure 6,02 m de long et a été récupérée par 1708 m de profondeur. Plusieurs échantillons (rectangles blancs barrés sur la **figure III-42a**) ont été prélevés avant l'ouverture de la

carotte afin d'effectuer des mesures géotechniques. La partie supérieure de la carotte KMDJ 12 est caractérisée par la présence d'une boue beige homogène d'environ 20 cm d'épaisseur. Des petits galets mous apparaissent entre 0,40 et 1,63 m de profondeur, caractérisant un dépôt gravitaire de type *slump*. La base de ce dépôt n'est pas identifiée sur la carotte à cause du prélèvement géotechnique réalisé entre 163 et 193 cm de profondeur, mais elle se situe dans cet intervalle.

Deux niveaux de sable moyen à grossier sont présents à 3,5 m et 5,6 m de profondeur (**figure III-42 a et b**). Au dessous du niveau sableux, on remarque la présence de galets d'argile bleue très compacte entre 5,66 et 5,81 m de profondeur. Un fin niveau silteux apparaît à 5,89 m de profondeur.

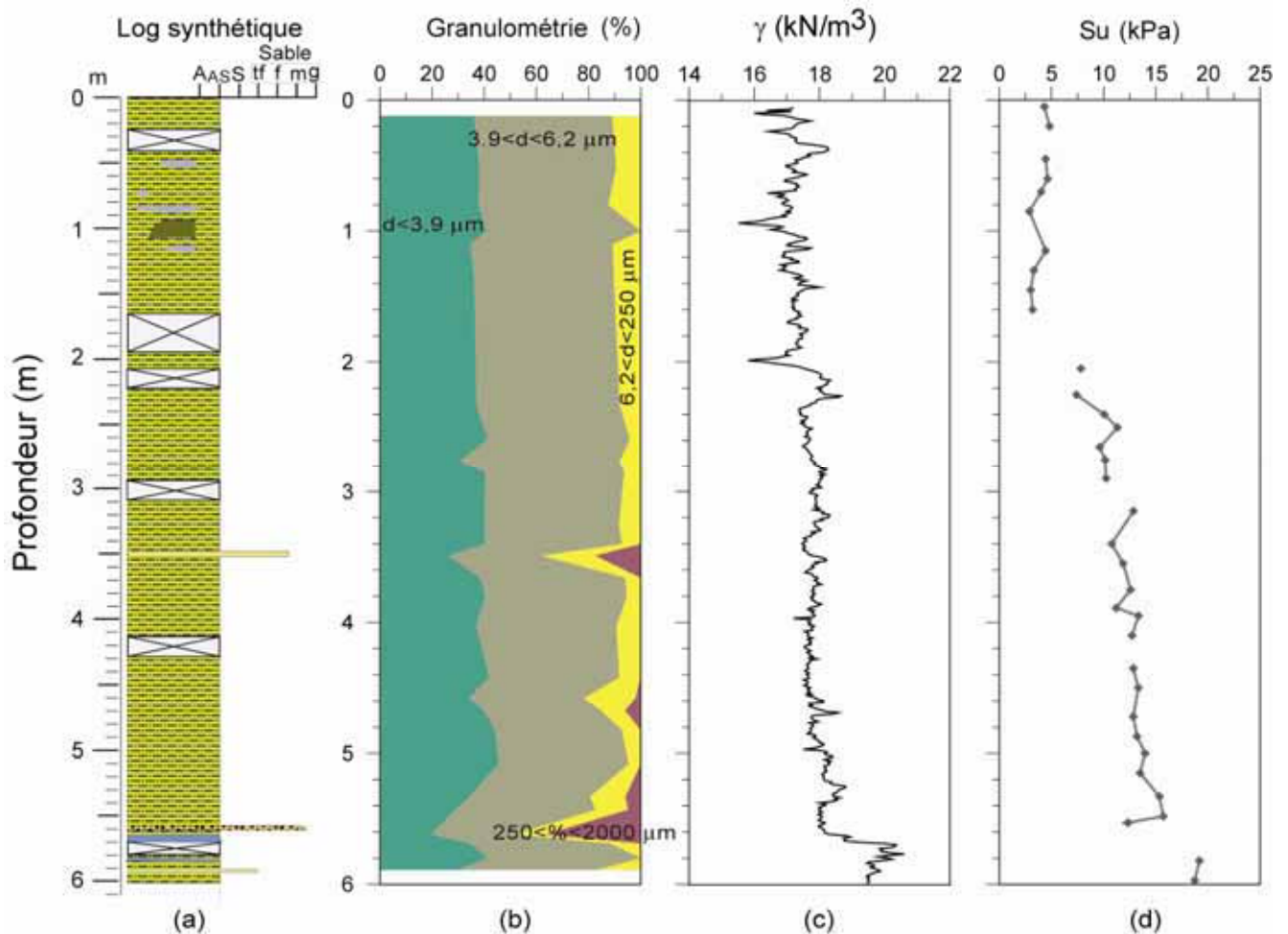


Figure III-42 : Carotte KMDJ 12 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL, (d) mesures cohésion non drainée (Su).

La **figure III-42c** présente les valeurs du poids volumique mesuré au banc MSCL montrant une faible variation du poids volumique avec la profondeur. Les valeurs moyennes sont comprises entre 16 et 19 kN/m³. Un maximum de 20,5 kN/m³ est atteint pour l'intervalle caractérisé par les galets d'argile bleue indurée (entre 5,66 et 5,81 m de profondeur).

La cohésion non drainée mesurée sur le sédiment argilo-silteux montre des valeurs quasi-constantes pour la partie supérieure jusqu'à 1,6 m de profondeur (**figure III-42d**). Après 2 m de profondeur, on remarque une légère augmentation de la cohésion non drainée avec la profondeur, avec des valeurs supérieures à 5 kPa (**figure III-42d**).

La **figure III-43** présente un intervalle de la carotte KMDJ 12 compris entre 40 et 90 cm de profondeur qui permet d'illustrer les structures qui ont permis de caractériser le sédiment comme étant un dépôt de type *slump*. La photographie ainsi que l'image rX permettent d'observer la présence de galets mous d'argile de différentes couleurs (gris, beige). On remarque aussi, une déformation qui semble d'ailleurs assez importante, car les galets ont des orientations différentes et des structures convolutes sont observées (**figure III-43c**). La déformation plastique du sédiment nous permet d'interpréter ce dépôt comme un dépôt de *slump*.

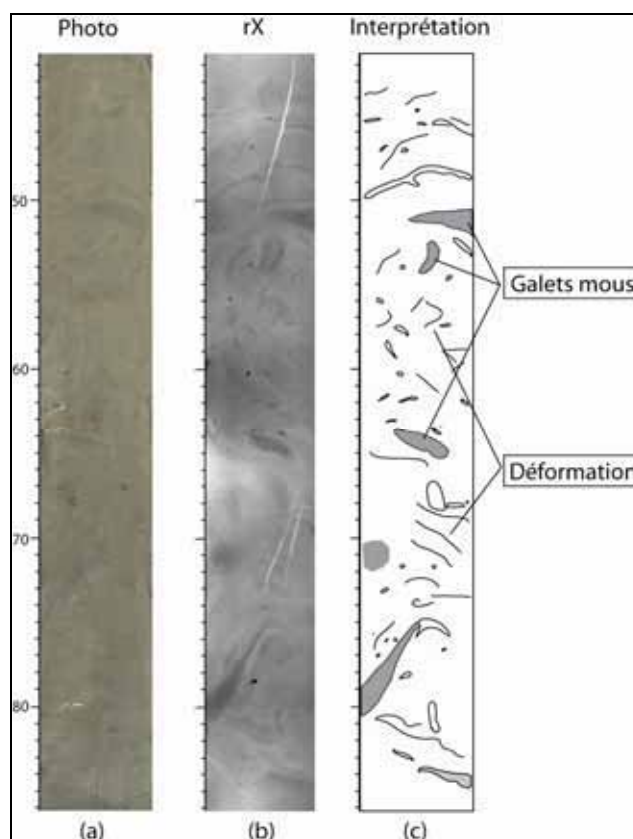


Figure III-43 : Tronçon de la carotte KMDJ 12 (entre 40 et 90 cm) avec (a) la photographie, (b) l'image rX et (c) l'interprétation montrant des galets mous d'argile dans une matrice argilo-siliceuse.

J'ai réalisé trois datations au ^{14}C sur l'ensemble de la carotte KMDJ 12 et les résultats sont montrés dans le tableau ci-dessous (**tableau III-10**). On observe un âge important de 2305 ans cal. BP à seulement 8 cm de profondeur.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	^{14}C âge moyen (BP)	Lab erreur \pm (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
KMDJ 12	8 - 10	Globigérines bulloides et Orbulina	2615	30	2271 - 2340	Reimer et al. (2004)	2305
KMDJ 12	330 - 332	Globigérines bulloides et Orbulina	3430	40	3257 - 3358	Reimer et al. (2004)	3307
KMDJ 12	540 - 542	Globigérines bulloides et Orbulina	8410	50	8958 - 9090	Reimer et al. (2004)	9024

Tableau III-10 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 12 (Age réservoir -400 ans).

Les deux mesures réalisées à 330 et 540 cm de profondeur nous permettent d'estimer un taux total d'accumulation de 36, 73 cm / 1000 ans.

Six essais oedométriques ont été réalisés sur le sédiment de la carotte KMDJ 12. J'ai choisi de présenter le test oedométrique réalisé entre 4,30 et 4,32 m de profondeur afin d'illustrer la nature du sédiment en terme de consédimentation (**figure III-44**). La **figure III-44** correspond au diagramme de l'indice des vides (e) vs. la contrainte effective verticale (σ'_v) pour la profondeur de 4,32 m.

La pression de préconsolidation est obtenue graphiquement à partir de la **figure III-44**. Le rapport de surconsolidation OCR ($OCR = \sigma'_p / \sigma'_v$) calculé pour cet échantillon montre une valeur de 1.04. Pour un OCR plus ou moins égale à 1 on estime que le sédiment, à la profondeur de 4,3 m, se trouve dans un état normal de consédimentation. Les autres essais réalisés à différentes profondeurs montrent le même état de consédimentation.

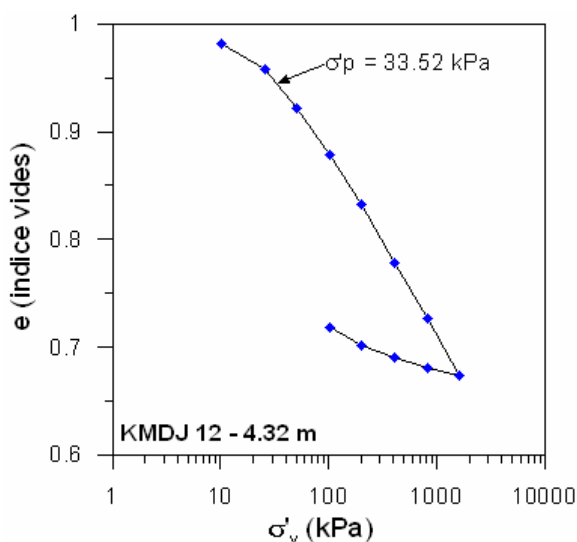


Figure III-44 : Diagramme de l'indice des vides vs. la contrainte effective verticale du test oedométrique réalisé sur la carotte KMDJ 12 à 4,32 m de profondeur.

Lithologie et propriétés des sédiments dans la loupe de glissement (KMDJ 13):

La carotte **KMDJ 13**

La carotte sédimentaire **KMDJ 13** a été récupérée par 2132 m de profondeur, dans la zone du glissement (**figure III-39**). La carotte mesure 3,18 m de long et elle est caractérisée par un sédiment silto-argileux compact qui contient des galets indurés à différentes couleurs. Cette accumulation sédimentaire représente un dépôt de *slump* (**figure III-45a**).

La granulométrie du sédiment varie peu le long de la carotte (**figure III-45b**). Le sédiment est caractérisé par une dominante silto-argileuse (85 %) pour l'ensemble de la carotte (**figure III-45b**).

La **figure III-45c** présente les mesures du poids volumique réalisées au MSCL. Le sédiment est caractérisé par des valeurs élevées du poids volumique comprises entre 19 et 22 kN/m³, ce qui implique une surconsolidation. Les mesures de la cohésion non drainée effectuées dans la matrice silto-argileuse sont présentées dans la **figure III-45d**. Les valeurs varient entre 10 et 30 kPa. Un

maximum de 77 kPa a été mesuré à 1,05 m de profondeur, et correspond à la cohésion mesurée dans un galet d'argile induré (**figure III-45d**).

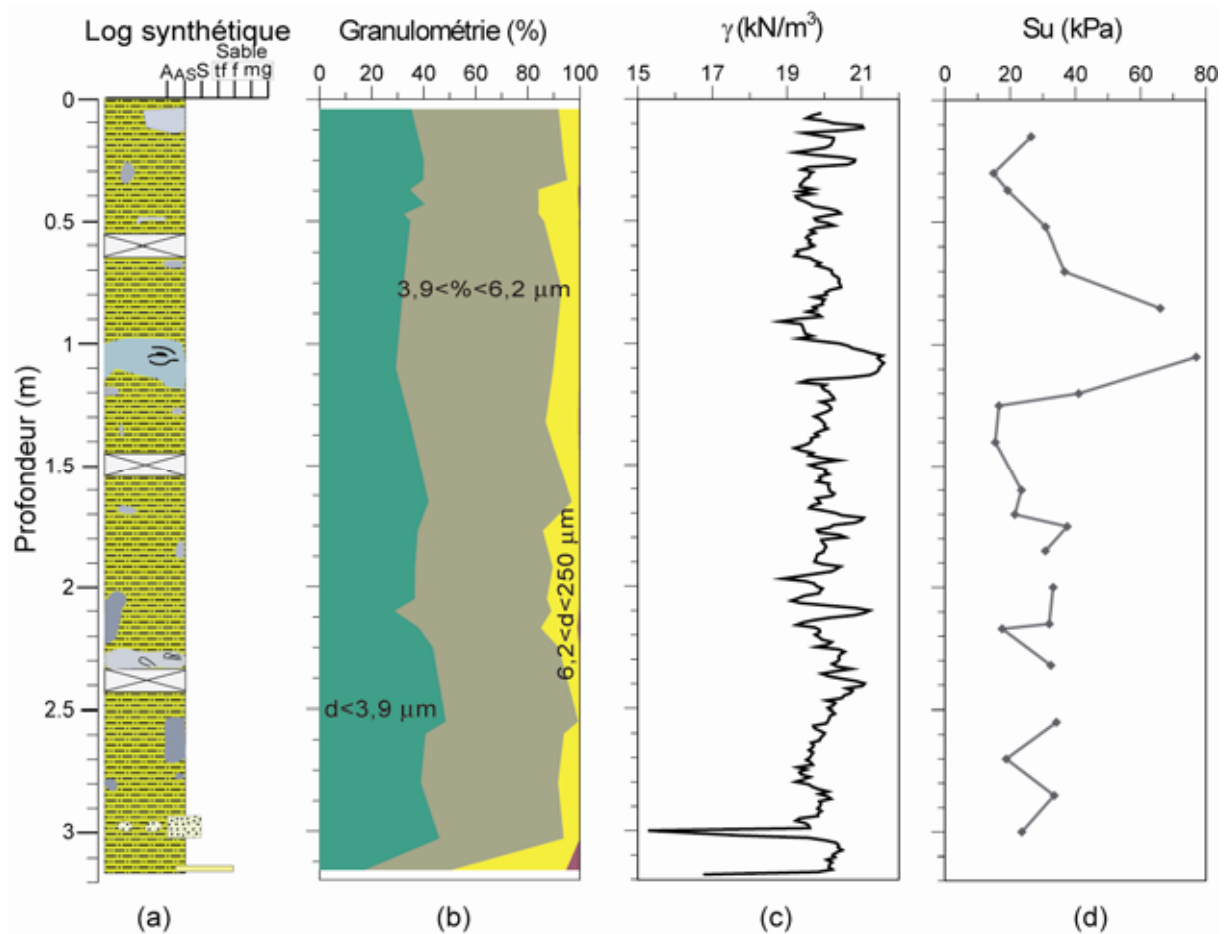


Figure III-45 : Carotte KMDJ 13 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesures du poids volumique au MSCL, (d) mesure de la cohésion non drainée (Su).

Lors de l'analyse sédimentaire de la carotte, la présence de galets et de blocs de tailles variables avaient été observés (**figure III-45a** et **figure III-46a**). La **figure III-46** présente la partie supérieure du tronçon 2 de la carotte KMDJ 13, compris entre 95 et 145 cm de profondeur. On remarque dans la partie supérieure un bloc gris-vert, très induré, d'environ 17 cm d'épaisseur (**figure III-46a**). Les limites du bloc sont nettes, et il présente à l'intérieur de lamines déformées. La **figure III-46b** montre l'image rX du même tronçon (95 et 145 cm).

On présente sur la **figure III-46c** l'interprétation en terme de structures sédimentaires à partir de la photo et de l'image rX. On arrive à mettre en évidence un autre galet d'argile homogène à fort pendage compris entre 117 et 124 cm de profondeur (**figure III-46c**). Un zoom au niveau du bloc beige (entre 99 et 108 cm de profondeur) montre l'alternance de lamines fines de silt et d'argile, qui semblent assez déformées (**figure III-46d**).

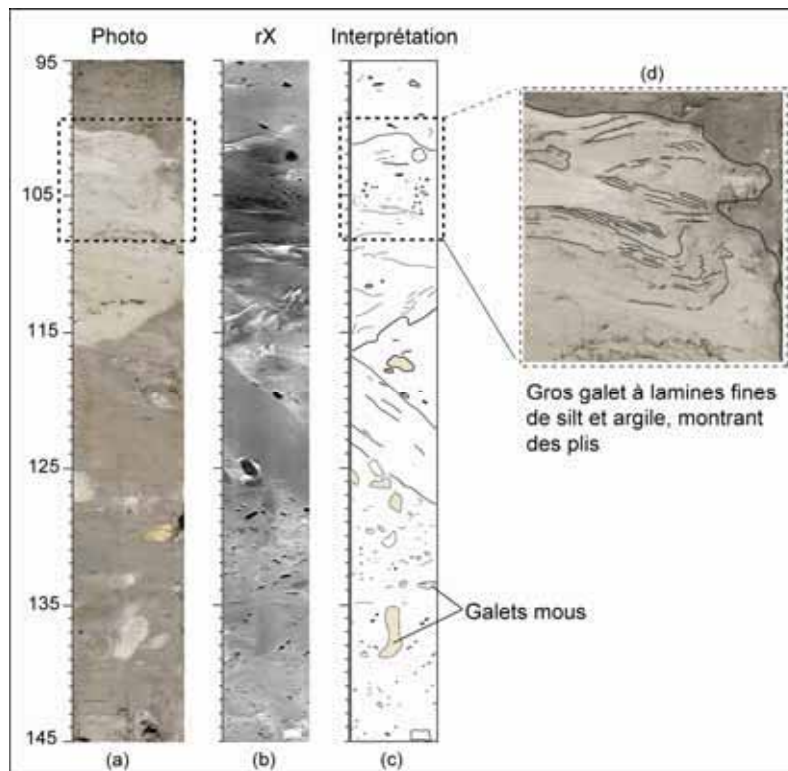


Figure III-46 : Tronçon 2 (95 - 145 cm de profondeur) de la carotte KMDJ 13 avec (a) photographie, (b) image rX, (c) interprétation des images et (d) image de détail du galet beige montrant la déformation des lamines.

Trois tests oedométriques ont été menés sur les sédiments de la carotte KMDJ 13 à 65, 145 et 240 cm de profondeur. La **figure III-47** présente le diagramme de l'indice des vides vs. la contrainte effective verticale réalisé à partir de mesures de consédimentation.

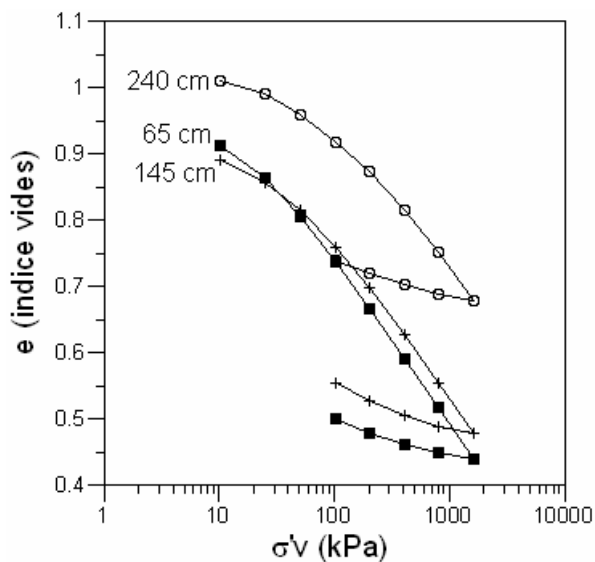


Figure III-47 : Diagramme indice des vides vs. contrainte effective verticale des tests oedométriques réalisés sur la carotte KMDJ 13 à 65, 145 et 240 cm de profondeur.

Le **tableau III-11** synthétise les valeurs de la pression de préconsédimentation calculée à partir des graphiques ainsi que le rapport de surconsolidation. On remarque que les trois essais montrent des OCR supérieurs à 1, ce qui indique l'état de surconsolidation du sédiment. Afin d'estimer

l'épaisseur de sédiment manquant au dessus de la carotte KMDJ 13, on suppose que le sédiment était caractérisé par un poids volumique déjaugé moyen de 7 kN/m^3 . L'épaisseur est donnée en divisant la pression de préconsolidation au poids volumique déjaugé (**tableau III-8**).

Prof. (cm)	σ'_v (kPa)	σ'_p (kPa)	OCR	Epaisseur estimée (7 kN/m^3)
65	6,19	49,20	7,95	7,03
145	14,28	22,56	1,58	3,22
240	23,79	89,81	3,76	12,83

Tableau III-11 : Résultats OCR issus de tests de consédimentation réalisés sur la carotte KMDJ 13 à 65, 145 et 240 cm de profondeur.

Cependant, la **figure III-40** qui présente le profil bathymétrique à travers le glissement, montre une épaisseur approximative du sédiment enlevé au-dessus de la carotte KMDJ 13 d'environ 65 mètres ; ce qui n'est pas du tout en accord avec l'épaisseur estimée à partir de la pression de préconsolidation.

Toutefois, il faut tenir compte du fait que les essais oedométriques ont été menés sur des sédiments remaniés. On définit alors, la surconsolidation du dépôt gravitaire et non pas celle du sédiment "en place". On peut donc en conclure que le dépôt gravitaire est de nature surconsolidée, mais pas assez pour affirmer qu'il correspond à un dépôt "en place" ; il représente donc une partie du dépôt gravitaire lié au glissement.

Morphologie et Imagerie en pied de pente (profil SAR 01 et SAR 11):

La **figure III-48a** présente les profils SAR réalisés en pied de pente à l'aval de la zone de glissement (SAR 01 et SAR 11). Le pied de pente est caractérisé par des escarpements en échelon. A l'aval, des blocs détachés s'étalent sur une surface importante. Le contour en pointillé montre l'extension du champ des blocs mis en évidence à partir des images SAR. La longueur des blocs est comprise entre 2,5 m (résédimentation de l'image SAR) et plus que 50 mètres.

Les blocs ont des dimensions variables, qui semblent diminuer en s'éloignant de la pente. Cependant, des blocs de taille importante peuvent aussi se retrouver au large et ils sont visibles sur le profil SAR 01 (**figure III-48b**).

A l'est de la carotte KMDJ 14, on remarque un champ des blocs individuels de petite taille qui se trouve au débouché d'un thalweg arrivant de la pente, à l'est de la zone de glissement observée sur la pente continentale (**figure III-48b**). Au niveau de la carotte KMDJ 14, nous pouvons observer des linéaments rectilignes, bien marqués sur les profils SAR. Etant donné la localisation de ces linéaments, c'est-à-dire à l'aval de la zone de glissement et en pied de pente, on peut supposer qu'ils correspondent à des voies d'évacuation des sédiments (**figure III-48b**).

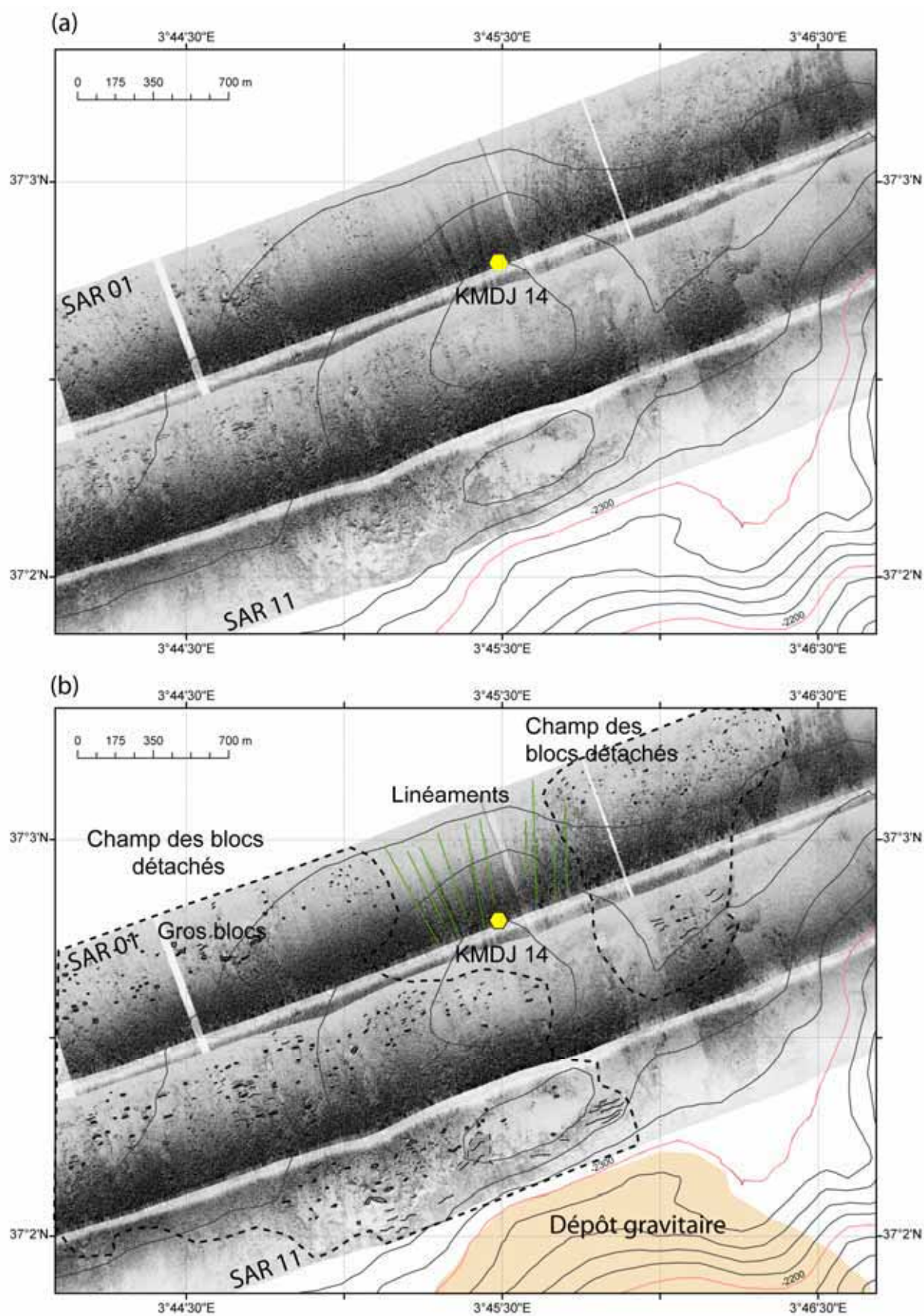


Figure III-48 : Image de détail des profils SAR 01 et 11 en pied de pente, à l'aval de la zone de glissement : (a) images SAR non interprétées et (b) images SAR interprétées montrant des blocs détachés et éparpillés en pied de pente et plus à l'aval, ainsi que des linéaments dans la zone où la carotte KMDJ 14 a été récupérée.

Lithologie des sédiments en pied de pente :

La carotte KMDJ 14

La carotte **KMDJ 14** a été récupérée en pied de pente, à 2312 m de profondeur d'eau (**figure III 48**). Elle mesure 8 mètres de long et elle est caractérisée par la présence de nombreux niveaux sableux (**figure III-49a**).

La partie supérieure de la carotte est caractérisée par 35 cm de boue beige homogène à foraminifères. Deux niveaux de sable grossier à très grossier et quelques galets sont observés entre 35 et 52 cm de profondeur (**figure III-49a**). Plusieurs niveaux de sable très fin à sable fin apparaissent tout au long de la carotte. Une séquence turbiditique très sableuse a été décrite entre 455 et 485 cm de profondeur. La séquence turbiditique présente une base érosive de sable grossier, et un granoclasement décroissant. En dessous de cette séquence, d'autres séquences sableuses sont décrites (**figure III-49a**)

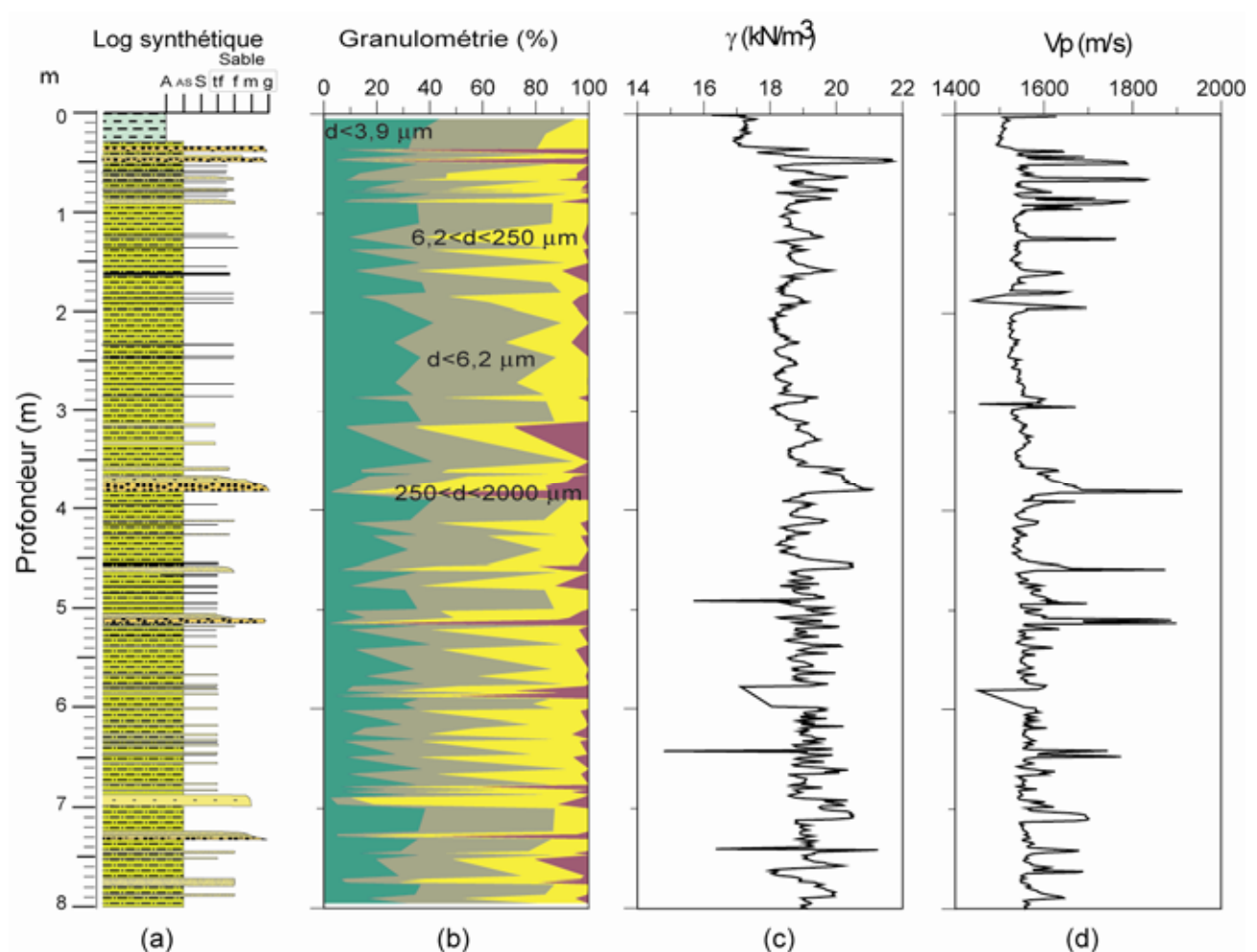


Figure III-49 : Carotte KMDJ 14 (a) log synthétique, (b) classification granulométrique, (c) mesure du poids volumique au MSCL, (d) mesure de Vp au MSCL.

La **figure III-49b** montre l'évolution de chaque classe granulométrique en fonction de la profondeur, réalisée sur la base de 113 mesures. Les séquences turbiditiques sont très bien mises en

évidence par des bases grossières et une granodécroissance vers le top de la séquence (**figure III-49b**).

La **figure III-49c** présente les mesures du poids volumique réalisées au banc MSCL. La carotte KMDJ 14 est caractérisée par un poids volumique moyen de 17 kN/m^3 entre 0 et 35 cm, c'est-à-dire pour la partie hémipélagique. Avec la profondeur, les valeurs du poids volumique augmentent, mais restent plus ou moins constantes, avec une valeur moyenne de 19 kN/m^3 . Le caractère granodécroissant des séquences turbiditiques peut être aussi observé sur la courbe du poids volumique (**figure III-49c**).

La **figure III-49d** présente les mesures de V_p réalisées au banc MSCL. Les valeurs V_p sont quasi-constantes tout au long de la carotte. Des valeurs plus importantes sont mesurées au niveau des séquences turbiditiques sableuses.

La **figure III-50** présente une partie de la carotte KMDJ 14 dans l'intervalle compris entre 55 et 90 cm de profondeur. Cet intervalle, **figure III-50a**, montre un empilement de séquences turbiditiques sableuses. En me basant sur l'image rX (**figure III-50a**), j'ai réalisé 61 mesures granulométriques afin de bien décrire la granulométrie de cet intervalle (**figure III-50c et d**).

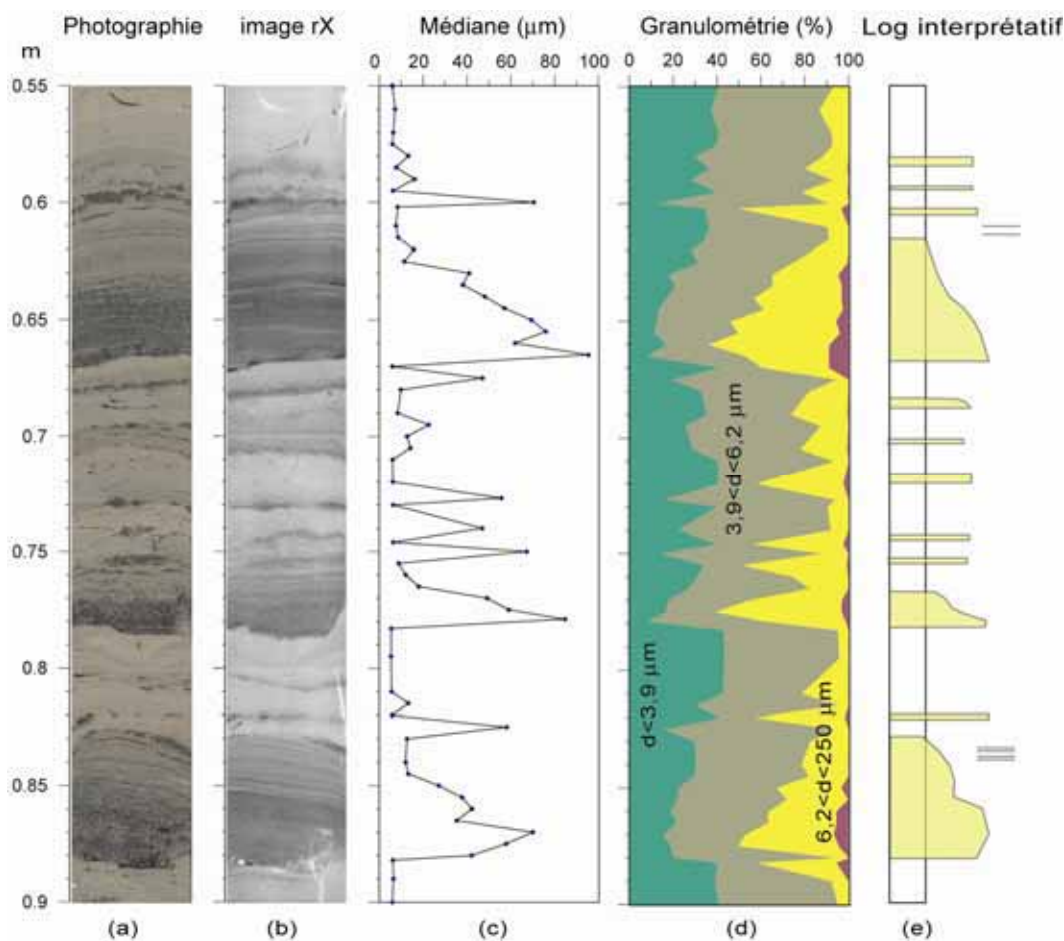


Figure III-50 : Intervalle de la carotte KMDJ 14 compris entre 55 et 90 cm de profondeur avec (a) photographie, (b) image rX, (c) profil de la médiane, (d) courbes granulométriques cumulées et (e) l'interprétation.

Trois séquences turbiditiques d'épaisseur comprise entre 3 et 6 cm présentent une base à sable fin-moyen et une allure granodécroissante (**figure III-50c et d**). On remarque aussi la présence de niveaux de sable fin à moyen à épaisseur millimétrique. Les dépôts turbiditiques alternent avec de dépôts argileux à grains de silt (**figure III-50d**).

Afin de comprendre l'âge de dépôts sédimentaires enregistrés à l'aval de la zone de glissement, j'ai réalisé trois datations au ^{14}C (**tableau III-12**). On remarque tout d'abord l'âge important de 4008 ans cal. BP à seulement 3 cm de profondeur. Les deux datations réalisées dans la partie supérieure de la carotte à 3 et 30 cm de profondeur permettent d'estimer le taux d'accumulation des sédiments hemipélagiques. Ce taux est estimé à 17,93 cm / 1000 ans.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	^{14}C âge moyen (BP)	Lab erreur \pm (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
KMDJ 14	3 - 5	Globigérines bulloides et Orbulina	3995	35	3949 - 4068	Reimer et al. (2004)	4008
KMDJ 14	30-32	Globigérines bulloides et Orbulina	5140	35	5472 - 5556	Reimer et al. (2004)	5514
KMDJ 14	553 - 555	Globigérines bulloides et Orbulina	18 360	90	21 021 - 21 433	Reimer et al. (2004)	21 227

Tableau III-12 : Résultats de datation ^{14}C réalisés sur les sédiments de la carotte KMDJ 14 (Age réservoir -400 ans).

Synthèse des résultats et interprétation en terme de processus sédimentaires (zone 1)

L'analyse de cette zone correspondant à la partie inférieure de la pente continentale et au pied de pente met en évidence un environnement sédimentaire à prédominance gravitaire. L'analyse des carottes sédimentaires a permis de mettre en évidence la présence de nombreux dépôts gravitaires sur la pente et en pied de pente. On caractérise ainsi, les dépôts suivants (**figure III-51**):

- dépôts de **slump** : carottes KMDJ 12, KMDJ 13
- dépôt de **débrite** : carotte KMDJ 01
- dépôts **turbiditiques** : carottes KMDJ 14 et KMDJ 15 et KMDJ 01

Plusieurs questions peuvent être posées pour mieux contraindre les processus sédimentaires actifs dans cette zone :

- **Comment peut-on expliquer la distribution spatiale des dépôts ?**
- **Y a-t-il un lien entre les différents dépôts gravitaires (même événement)?**
- **Le glissement est-il lié au séisme de Boumerdès (Mai 2003) ?**

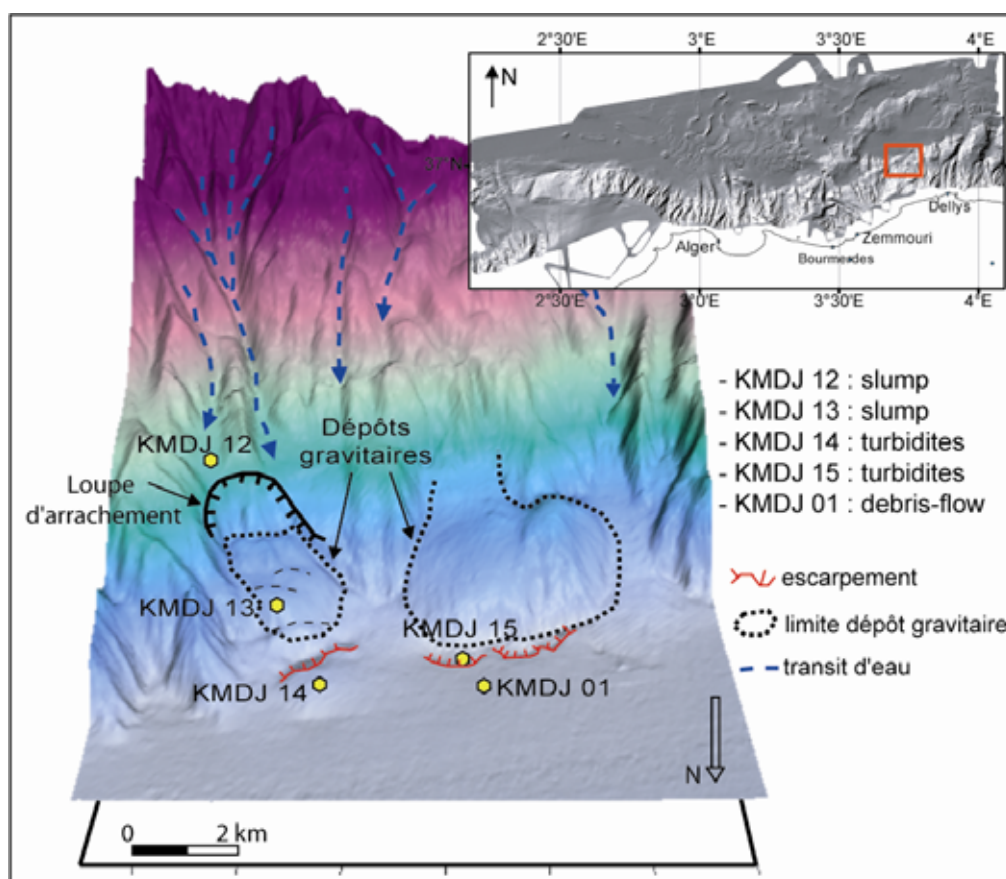


Figure III-51 : Synthèse de résultats montrant la présence de dépôts gravitaires sur et en pied de pente.

Il est intéressant de mettre en évidence la présence d'un relief en pied de pente, qui peut être dû à l'activité d'une faille inverse. J'ai tracé en segments rouges (**figure III-51**) le trajet de ce possible accident tectonique. La **figure III-51** présente un bloc diagramme de la zone d'étude où j'ai essayé d'illustrer les processus sédimentaires étant à l'origine de dépôts gravitaires.

Il est probable alors, que le *slump* décrit dans la zone de glissement, s'est arrêté à cause de la morphologie du fond marin, par diminution du gradient de la pente. L'analyse de la carotte KMDJ 13 a montré des valeurs importantes de la cohésion et aussi un état de surconsolidation. On peut supposer que du fait de ces propriétés mécaniques, la masse glissée n'a pas eu assez d'énergie pour continuer son chemin en dehors de la pente et elle s'est donc figée.

La partie supérieure de l'écoulement a pu surmonter ce relief, grâce à sa turbulence et continuer son chemin sous la forme d'un courant de turbidité (**figure III-52**). Lors de l'interprétation des images SAR nous avons mis en évidence la présence de linéaments au niveau de la carotte KMDJ 14 (**figure III-48**). Les linéaments, probablement liés aux passages de courants de turbidité, confirment l'hypothèse de la transformation de l'écoulement en courants de turbidité.

Cependant, la description de la carotte KMDJ 14 n'a pas montré la présence d'un dépôt turbiditique récent, car 35 cm de boue argileuse couvre le premier niveau sableux (**figure III-49**). Il y a toutefois une hypothèse capable d'expliquer l'absence d'un dépôt récent au niveau de cette carotte : il est possible que le courant ait tout simplement érodé ou que la partie supérieure de la colonne sédimentaire n'ait pas été prélevée sur la carotte. Ceci concorde avec l'âge important, 4008 ans cal. BP, trouvé en surface à 3 cm de profondeur.

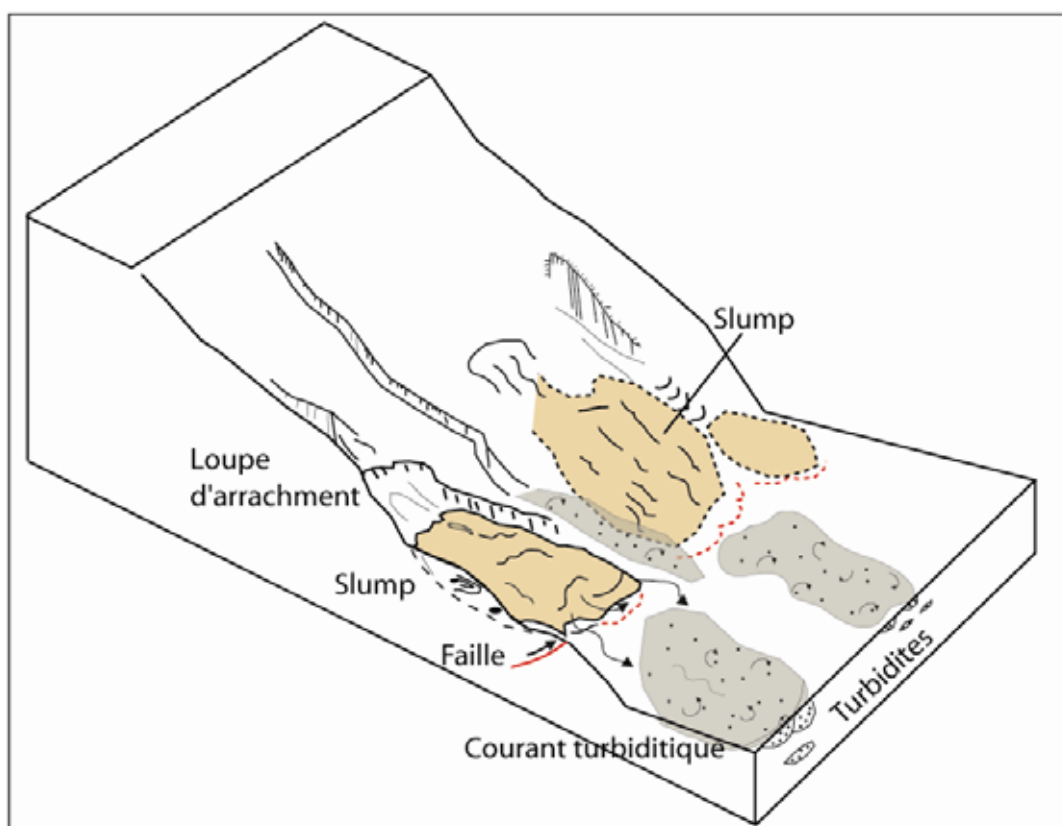


Figure III-52 : Bloc diagramme montrant l'évolution d'un slump vers un courant de turbidité dû à la présence d'un relief (ressaut hydraulique ?).

En ce qui concerne l'âge du glissement, le seul indice qui nous permet d'affirmer qu'il est récent, est l'absence de dépôt au-dessus du *slump* observé sur la carotte KMDJ 13. Cependant, nous ne pouvons pas affirmer qu'il est incontestablement lié au séisme de Boumerdès.

Perspectives

La carotte sédimentaire KMDJ 12 avait été récupérée dans le but de caractériser les propriétés mécaniques des sédiments à l'amont du glissement. Cependant, nous avons constaté que cette carotte est localisée dans un thalweg ce qui implique la présence de dépôts gravitaires. Cette zone sera à réétudier lors de la campagne PRISME (août-septembre 2007) afin de collecter d'autres carottes sédimentaires et des profils sismiques CHIRP qui sont nécessaires pour définir la géométrie des couches et aussi l'épaisseur du dépôt gravitaire. Une étude de stabilité de la pente afin de caractériser le ou les facteurs à l'origine du glissement est aussi nécessaire.

ZONE C

Avant de quitter cette zone, je souhaite attirer l'attention du lecteur sur la partie Est de la pente continentale, à proximité du canyon de Sébaou (**figure III-53**). Dans la recherche de possibles traces liées à la déformation tectonique, nous avons observé lors de la campagne MARADJA 2, la présence d'une zone caractérisée par la présence d'escarpement en faille normale en pied de pente (**figure III-53**).

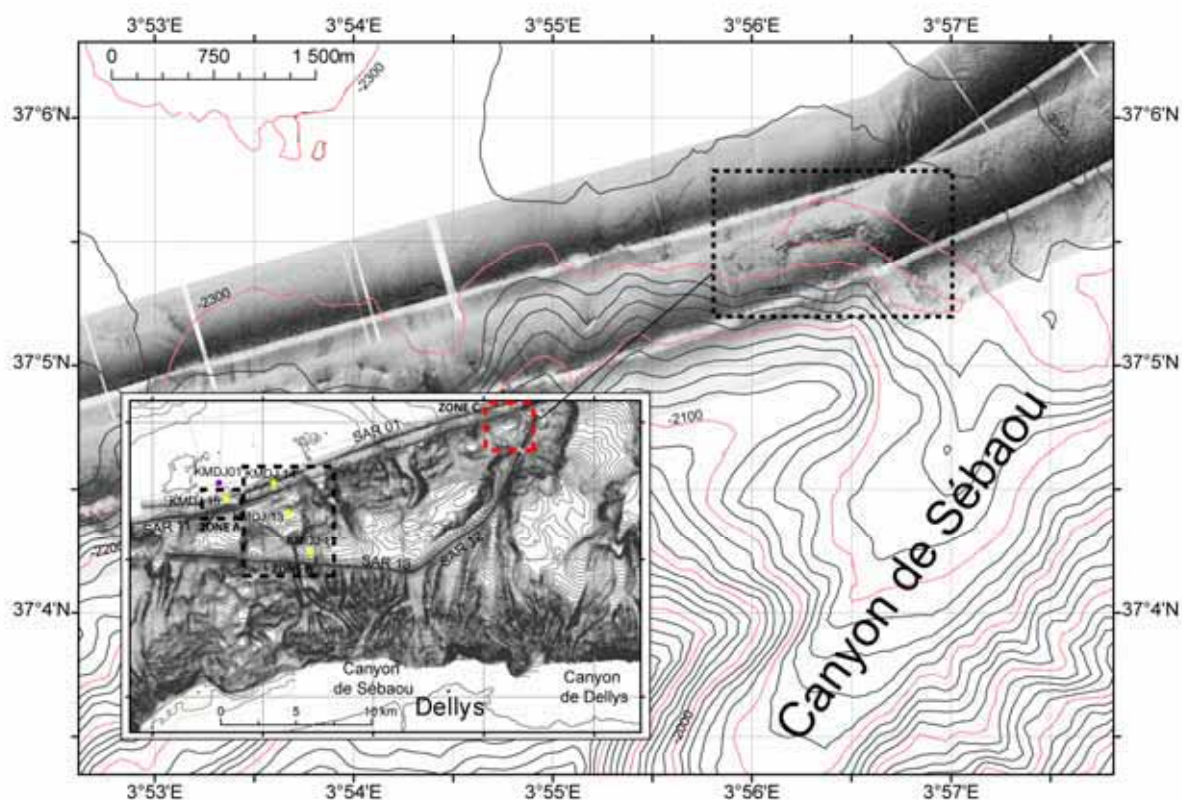


Figure III-53 : Carte bathymétrique de la partie Est de la pente continentale montrant la localisation de la zone à détailler.

La **figure III-51** présente les deux profils SAR (01 et 11) dans cette zone. J'ai marqué en traits violets les escarpements (**figure III-54b**). La hauteur de ces escarpements a été estimée à partir des ombres. Les calculs montrent des valeurs de l'ordre à quelques mètres avec une hauteur maximale d'environ 6 mètres. Cette valeur importante nous fait croire que l'apparition de ces escarpements est le résultat d'un déplacement cumulé de plusieurs séismes.

Le contour en pointillé montre la bordure ouest du canyon de Sébaou (**figure III-54b**). Le fond du canyon est caractérisé par la présence des dunes des galets. L'expression des rides des galets sur les images SAR est donnée par l'alternance de bandes sombres et claires. Les rides présentes des crêtes sinueuses, plus ou moins parallèles. Habituellement, les rides sont orientées perpendiculairement au courant principal.

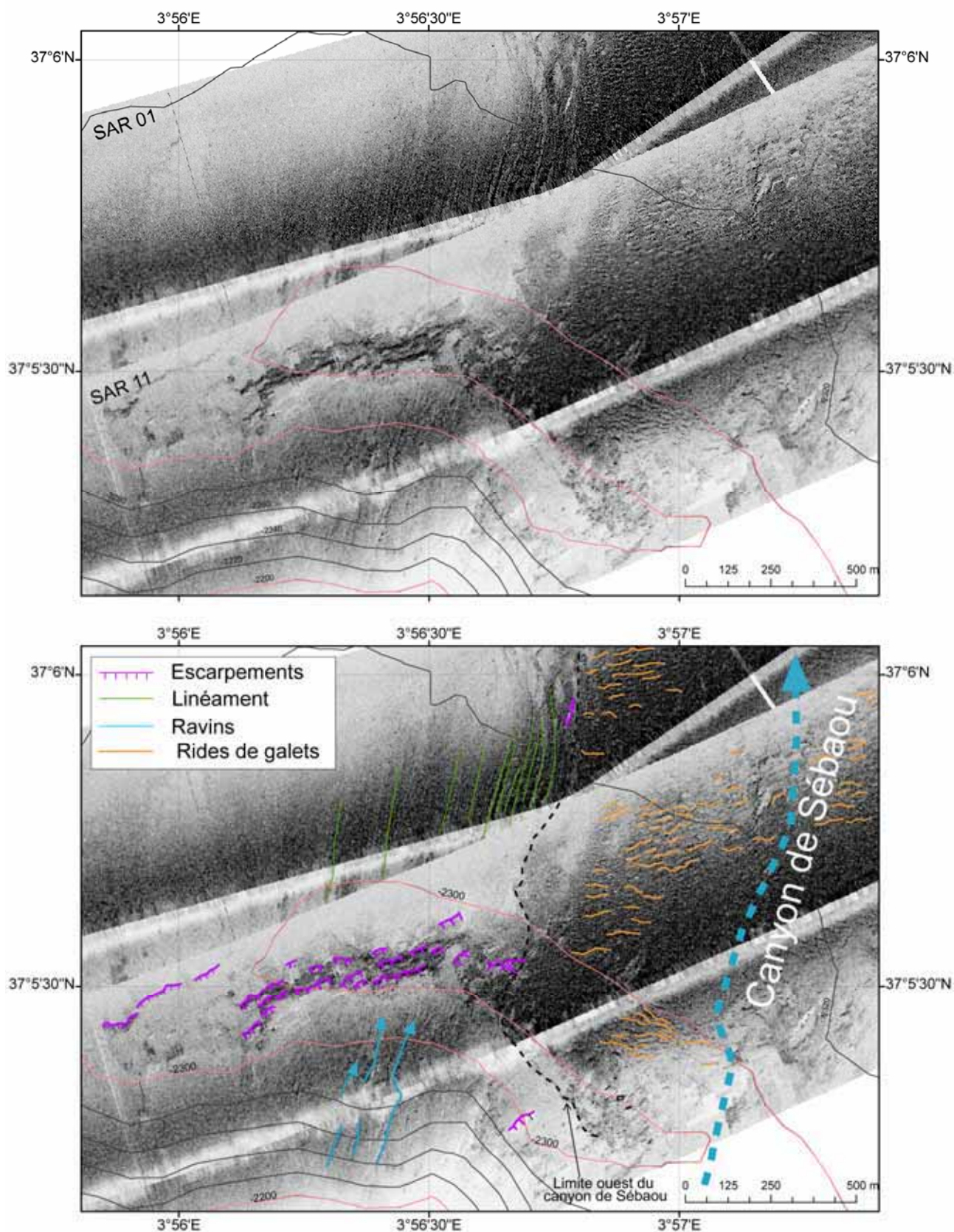


Figure III-54: Image de détail (profils SAR 01 et 11) de la partie est de la pente continentale et du canyon de Sébaou montrant la présence de failles inverses en pied de pente et des rides des galets sur le fond du canyon de Sébaou.

3.2. L'escarpement S1 et le bassin D2

L'escarpement S1 se trouve à 20-30 km de la côte algérienne et est délimité à l'Est par le canyon de Sébaou et au Nord par le bassin D2. Cet escarpement d'environ 300-350 m de hauteur est très sinueux et affecté par des processus gravitaires. Plusieurs glissements de taille variable entre 0,5 et 3 km de large sont observés tout au long de l'escarpement (**figure III-55**).

La zone a été imagée lors d'une plongée SAR qui visait la caractérisation du bassin D2 (profil SAR 07-09) et de l'escarpement (profil SAR 10) (**figure III-55**). Quatre carottes sédimentaires sont disponibles pour cette zone : MD04-2799 et KMDJ 16 en haut de l'escarpement S1 mais en dehors de zones glissées et deux autres carottes, KMDJ 04 et MD04-2798, dans le bassin D2 situé en pied de l'escarpement S1 (**figure III-55**).

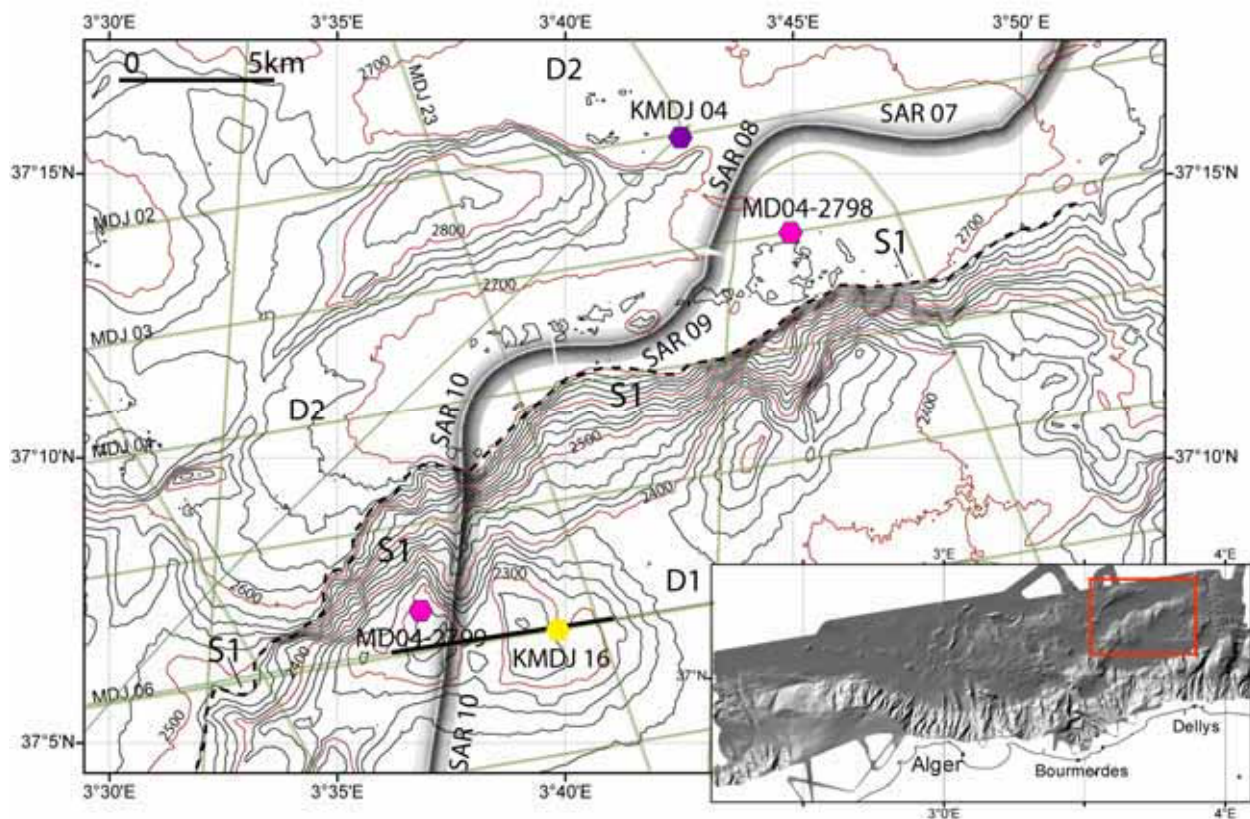


Figure III-55 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S1, la localisation des profils SAR 07, 08, 09 et 10, ainsi que la localisation des carottes disponibles dans cette zone : MD04-2799 et KMDJ 16 en haut de pente et KMDJ 04 et MD04-2798 dans le bassin D2.

Morphologie et imagerie de l'escarpement S1 :

La **figure III-56** correspond à la partie Ouest de l'escarpement S1. Le profil SAR 10 a été réalisé à travers une structure en forme de corridor affecté par de nombreux glissements (**figure III-56a**). On remarque, sur la carte ombrée (**figure III-56a**) ainsi que sur la carte de pente (**figure III-56b**), la présence de nombreuses cicatrices d'arrachement et de rupture de pente. Il est aussi intéressant de mettre en évidence les alignements de direction NE - SO dans la partie Ouest de la zone, au niveau de la carotte MD04-2799 (**figure III-56a**).

La partie sommitale de l'escarpement S1 est plus ou moins plate, caractérisée par des pentes de 0 à 4° (**figure III-56b**). En allant vers le Nord, on trouve des valeurs de pente plus importantes, comprises entre 6 et 24° (**figure III-56b**). Le passage pente-bassin se fait abruptement en passant à des valeurs de pente de 0 à 3 degrés (**figure III-56b**).

Dans la partie Ouest de la **figure III-56** on observe un glissement avec une surface assez importante. Le glissement s'initie en haut de l'escarpement S1, vers 2340 mètres de profondeur d'eau.

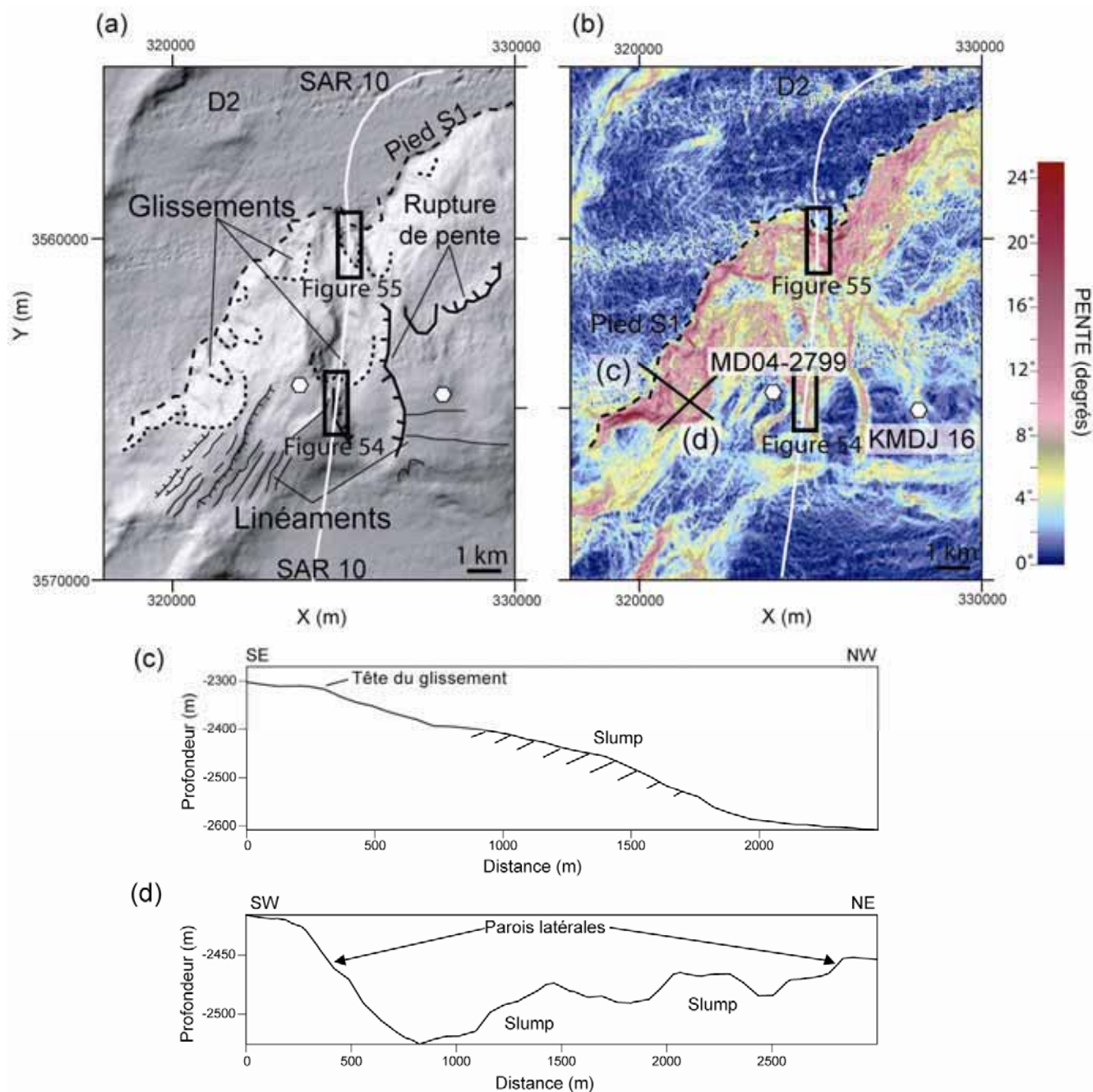


Figure III-56 : Partie Ouest de l'escarpement S1 avec (a) carte bathymétrique ombrée, (b) carte des pentes montrant la présence de ruptures de pente, de glissements, de linéaments et la localisation des carottes MD04-2799 et KMDJ 16, ainsi que du profil SAR 10 (trace blanche), (c) un profil longitudinal et (d) un profil transversal.

La coupe bathymétrique à travers la pente (profil longitudinal, **figure III-56a**) montre la morphologie de la zone glissée. La hauteur de la loupe d'arrachement est estimée, à partir de cette coupe, entre 35 et 40 mètres de haut. Après 400 m, à partir du haut de la loupe d'arrachement, on remarque la présence d'une accumulation au niveau de la pente, qui peut correspondre à un dépôt de type *slump*. L'épaisseur maximale du dépôt est de 40 mètres (**figure III-56c**). La coupe réalisée

le long de la pente (profil transversal, **figure III-56d**) montre la présence de deux accumulations en forme de lobe correspondant au dépôt gravitaire.

En allant vers l'Est, on remarque une zone assez déstabilisée qui se présente sous la forme d'un corridor qui commence en haut de la pente et va jusqu'en pied de pente. Cette zone semble être formée par de nombreux glissements emboîtés les uns dans les autres (**figure III-56**).

La **figure III-57** présente un zoom du profil SAR et du profil 3,5 kHz localisé au niveau de la partie haute de l'escarpement. On remarque sur le profil sismique un faciès lité, caractérisé par des faibles amplitudes en surface (**figure III-57**). Ce type de faciès a été appelé, **S'1**, lors de l'analyse des écho-faciès (voir article : chapitre 2). Le sommet du relief forme une dépression.

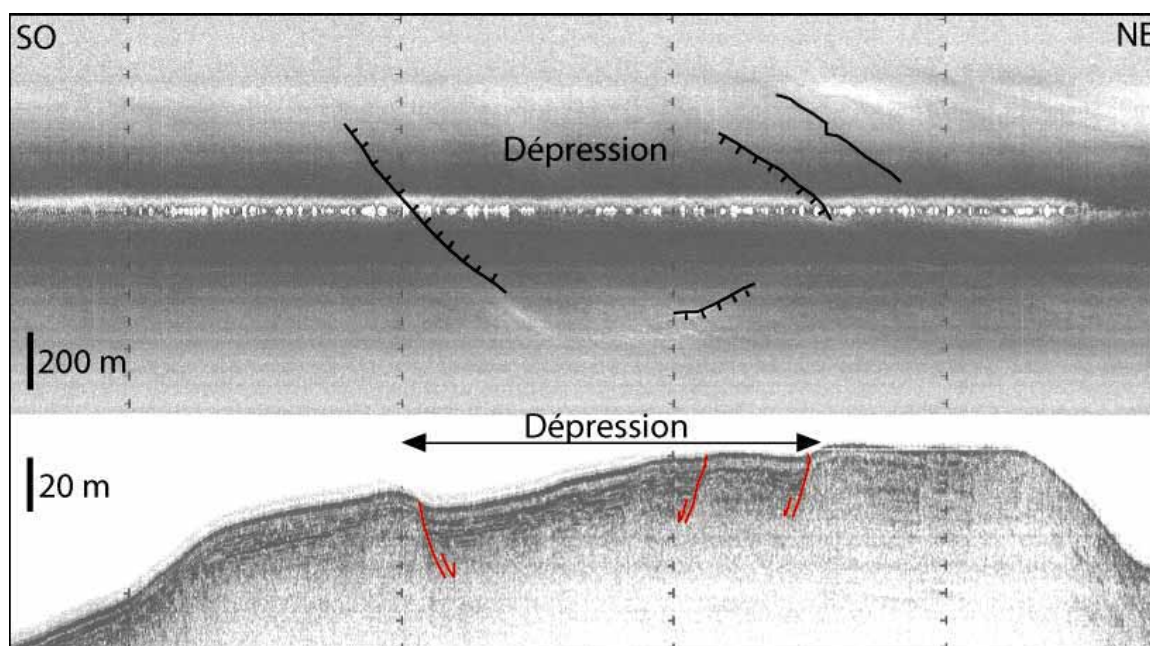


Figure III-57 : Image SAR et le profil 3,5 kHz associé montrant la partie haute de l'escarpement S1 (pour localisation voir figure III-56).

Dans la partie inférieure de l'escarpement S1, on remarque un changement brutal dans le gradient de pente ; il devient plus important (**figure III-56b**). L'image SAR correspondant à la partie inférieure de l'escarpement S1 est illustrée dans la **figure III-58** (profil SAR 10). Cette zone semble correspondre à une zone très déstabilisée par des phénomènes gravitaires. On observe une cicatrice d'arrachement ainsi qu'une masse qui semble glisser juste à l'aval de cette cicatrice (**figure III-58**). D'autres petites cicatrices d'arrachement sont observées au même niveau de la pente.

A partir du profil 3,5 kHz, associé au profil SAR (**figure III-58**), on arrive à mettre en évidence des possibles surfaces de glissement. L'épaisseur du dépôt observé en pied de pente peut être estimée aussi à partir du profil 3,5 kHz, et elle est comprise entre 25 et 30 mètres (**figure III-58**).

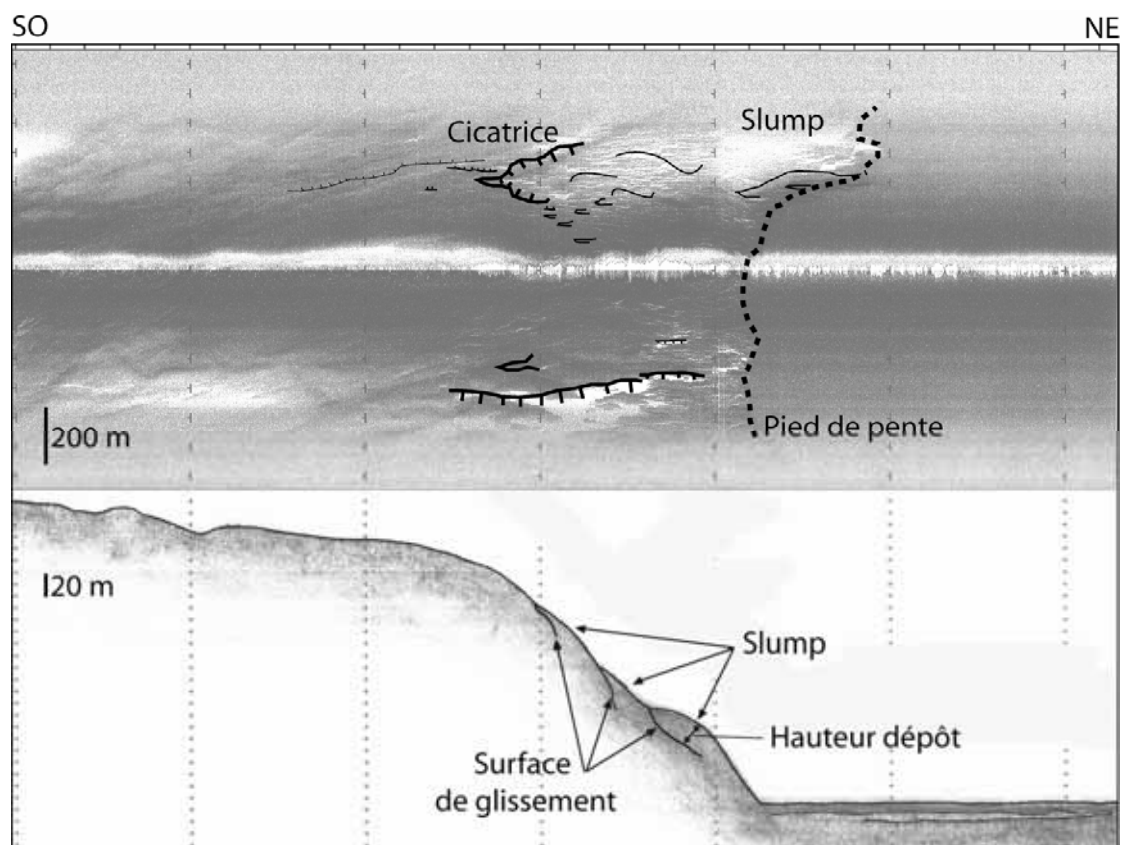


Figure III-58 : Profil SAR 10 et profil 3,5 kHz illustrant les glissements affectant l'escarpement S1 (pour localisation voir figure III-56).

Lithologie et caractérisation de propriétés mécaniques des sédiments :

Deux carottes sédimentaires ont été collectées en haut de l'escarpement S1 dans le but de prélever des sédiments "en place", non glissés. Lors de la campagne PRISMA (2004) nous avons récupéré la carotte MD04-2799 ; et plus tard lors de la campagne MARADJA 2 (2005) nous avons récupéré une autre carotte, KMDJ 16 (**figure III-56**).

La carotte MD04-2799

La carotte MD04-2799 a été récupérée par 2248 m de profondeur d'eau, en haut de l'escarpement S1, dans une zone qui ne semblait pas affecter par de glissements (**figure III-56**). La carotte mesure 25,3 mètres de long (**figure III-59**).

La description sédimentaire montre la présence d'une partie supérieure, entre le top et 4,8 m de profondeur, caractérisée par un sédiment homogène d'argile silteuse (**figure III-59a**). En-dessous de 4,8 m profondeur, on remarque la présence de niveaux fins de silt et sable allant de très fin à moyen (**figure III-59a**). Les rectangles blancs sur la **figure III-59a** représentent les prélèvements réalisés avant l'ouverture de la carotte et destinés aux tests oedométriques et triaxiaux cycliques ; qui seront présentés par la suite.

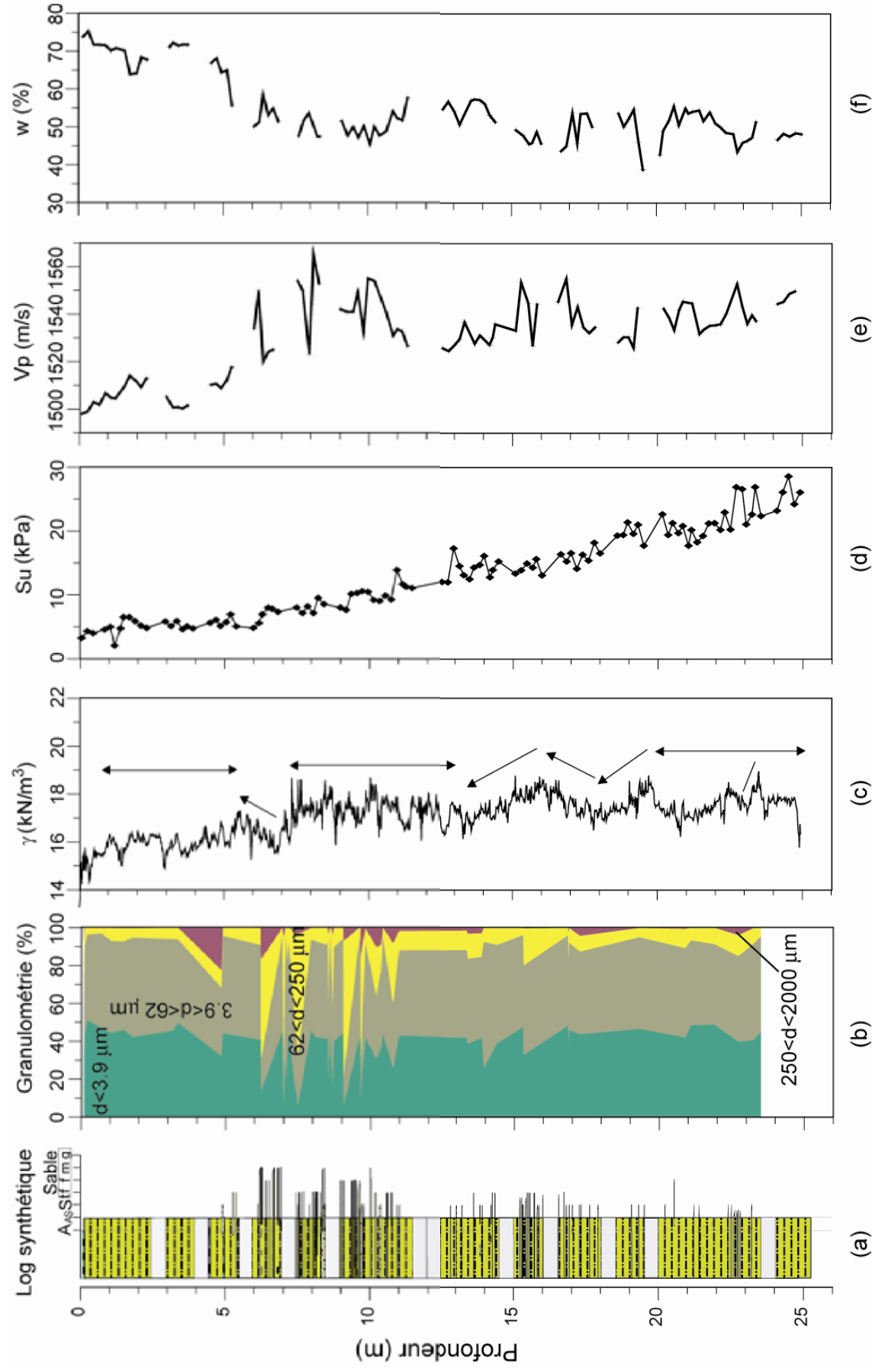


Figure III-59 : Carotte MD04-2799 avec (a) log synthétique, (b) mesure de la granulométrie (%), (c) mesure du poids volumique (kN/m³), (d) mesure de la cohésion non drainée (kPa), (e) mesure de V_p (m/s) et (f) mesure de la teneur en eau (%).

La **figure III-59b** présente l'évolution granulométrique le long de la carotte. Même si aucun niveau sableux n'est observé dans la partie supérieure de la carotte, entre 0 et 4,8 m de profondeur, le sédiment montre une composante très faible de sable fin. La présence d'une séquence granodécroissante entre 4 et 5 m de profondeur, est un artefact dû à l'interpolation lors de la réalisation de la courbe, car seul un fin niveau de sable est observé à 5 m (**figure III-59b**).

On montre dans la **figure III-59c** les mesures du poids volumique (γ) réalisées au banc MSCL. Le sédiment est caractérisé par des valeurs de 14-16 kN/m³ entre 0 à 4,8 m de profondeur. Au dessous de cette profondeur le poids volumique montre des variations qui sont associées aux variations de la granularité.

La **figure III-59d** présente la courbe de la cohésion non drainée par rapport à la profondeur. Les mesures de S_u ont été effectuées après l'ouverture de la carotte, dans le sédiment silto-argileux et non pas au niveau de couches sableuses. L'allure de la courbe montre une augmentation linéaire de la S_u avec la profondeur. Le sédiment en surface est caractérisé par de faibles valeurs de S_u (3-5 kPa) pour arriver à 28 kPa à 24,5 m de profondeur.

La **figure III-59e** montre les mesures de vitesses V_p réalisées après l'ouverture de la carotte au célérimètre. La tendance générale de la courbe montre une augmentation de V_p avec la profondeur. Cependant, des fortes valeurs de V_p sont enregistrées aux niveaux des couches sableuses, par exemple entre 6 et 9 mètres de profondeur (**figure III-59e**).

La **figure III-59f** présente les mesures de la teneur en eau réalisées sur le sédiment de la carotte MD04-2799. Le sédiment est caractérisé par 70% de teneur en eau en surface ; valeur qui diminue progressivement avec la profondeur pour atteindre 48% à 25 mètres de profondeur (**figure III-59f**).

Le **tableau III-13** présente une mesure de datation au ¹⁴C réalisée sur la carotte MD04-2799 à 3,9 m de profondeur. En supposant une sédimentation continue de la partie supérieure de la carotte, on peut estimer un taux de sédimentation de 43.17 cm/1000 ans. L'arrêt de la sédimentation on turbiditique enregistrée sur la carotte à partir de 4.5-4.8 m de profondeur, peut alors être estimé à environ 10000 ans.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	¹⁴ C âge moyen (BP)	Lab erreur ± (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
MD04-2799	390-392	Globigérines bulloides et Orbulina	8420	50	8969-9098	Reimer et al. (2004)	9033
KMDJ 16	20 - 22	Globigérines bulloides et Orbulina	1255	30	746 - 846	Reimer et al. (2004)	796
KMDJ 16	420 - 422	Globigérines bulloides et Orbulina	12260	60	13661 - 13788	Reimer et al. (2004)	13724

Tableau III-13 : Résultats de datation ¹⁴C réalisés sur les sédiments de la carotte MD04-2799 et KMDJ 16 (Age réservoir -400 ans).

Tests oedométriques

Sept tests oedométriques ont été effectués sur la carotte MD04-2799 afin de caractériser l'état de consédimentation des sédiments à différentes profondeurs de la carotte. La **figure III-60** présente les diagrammes de l'indice des vides (e) en fonction de la contrainte verticale effective (σ'_v).

Les mesures de la pression de préconsédimentation ainsi que du OCR sont présentées dans le **tableau III-14**. Les valeurs du OCR sont plus ou moins égales à 1 pour les mesures réalisées à 2,45 ; 3,95 et 7,42 m de profondeur, ce qui indique la nature normalement consolidée des sédiments. Par contre, les mesures réalisées à 12,18 ; 14,57 ; 18,42 et 23,6 m de profondeur sont nettement inférieures à 1, et montrent donc l'état de sous-consédimentation des sédiments.

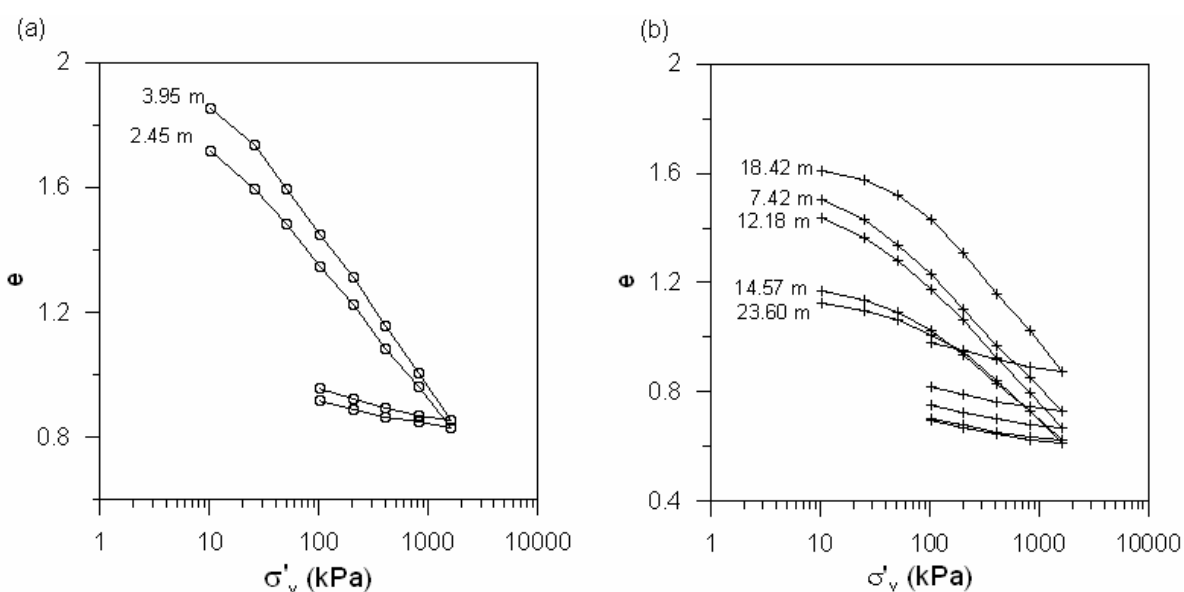


Figure III-60 : Diagramme de l'indice des vides (e) vs. la contrainte effective verticale (σ'_v) des tests oedométriques réalisés sur la carotte MD04-2799 (a) 2,45 ; 3,95 m de profondeur et (b) 7,42 ; 12,18 ; 14,57 ; 18,42 et 23,6 m de profondeur.

Carotte	Profondeur (m)	σ'_p (kPa)	σ'_v (kPa)	OCR
MD04-2799	2,45	14,19	13,9	1,02
MD04-2799	3,95	18,03	22,7	0,79
MD04-2799	7,42	25,11	44,66	0,56
MD04-2799	12,18	30,29	79,74	0,38
MD04-2799	14,57	54,28	96,7	0,56
MD04-2799	18,42	70,68	126,21	0,56
MD04-2799	23,60	114,84	165,47	0,69

Tableau III-14 : Résultats des essais oedométriques réalisés sur la carotte MD04-2799, où σ'_p est la pression de préconsédimentation, σ'_v est la contrainte effective verticale et OCR (Over Consédimentation Ratio) est le degré de consédimentation.

L'état de sous-consédimentation des sédiments peut être associé à un fort taux de sédimentation. Cependant à ce moment de l'étude, nous ne disposons pas de datations afin de pouvoir contraindre le taux de sédimentation au niveau de la carotte MD04-2799.

Essais triaxiaux cycliques

Douze essais triaxiaux cycliques ont été menés sur les sédiments de la carotte MD04-2799. Les essais ont été réalisés à FUGRO (Paris) et les conditions d'essai sont montrées dans le **tableau III-15**.

Tests	Section	Profondeur (m)	σ'_{3c} (kPa)	$\Delta q/\sigma'_{3c}$
1	V-1	6,96-7,06	50	0,10
2	V-2	7,06-7,16	50	0,40
3	V-3	7,16-7,26	50	0,60
4	VI-1	8,47-8,62	50	0,70
5	VI-2	8,62-8,77	50	0,81
6	VIII-1	11,50-11,65	100	0,50
7	VIII-2	11,65-11,8	100	0,60
8	IX-1	12,20-12,35	100	0,70
9	IX-2	12,35-12,5	100	0,80
10	XII-1	16,10-16,25	100	0,40
11	XII-2	16,25-16,40	100	0,50
12	XII-3	16,40-16,55	100	0,60

Tableau III-15 : Carotte MD04-2799 : paramètres utilisés pour les tests triaxiaux cycliques où σ'_{3c} est la contrainte effective de confinement et $\Delta q/\sigma'_{3c}$ est le déviateur de contrainte normalisé par la contrainte effective de confinement.

Les essais triaxiaux cycliques ont été réalisés afin :

- (1) d'identifier la pression interstitielle générée dans les différentes couches sédimentaires lors d'un séisme,
- (2) de déterminer la dégradation de la structure du sédiment et la résistance du sédiment sous des charges cycliques,
- (3) d'identifier le potentiel de liquéfaction

Après chaque essai cyclique, on détermine :

- le rapport **CRR** (Cyclic Resistance Ratio) entre la contrainte maximale au cisaillement cyclique (σ_{dc}) et la pression de confinement initiale (σ'_{3c}) ; $CRR = \Delta q / 2\sigma'_{3c}$
- la déformation verticale ($\Delta h/h_c$)
- la surpression interstitielle (Δu) normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale ($\Delta u / \sigma'_{3c}$)

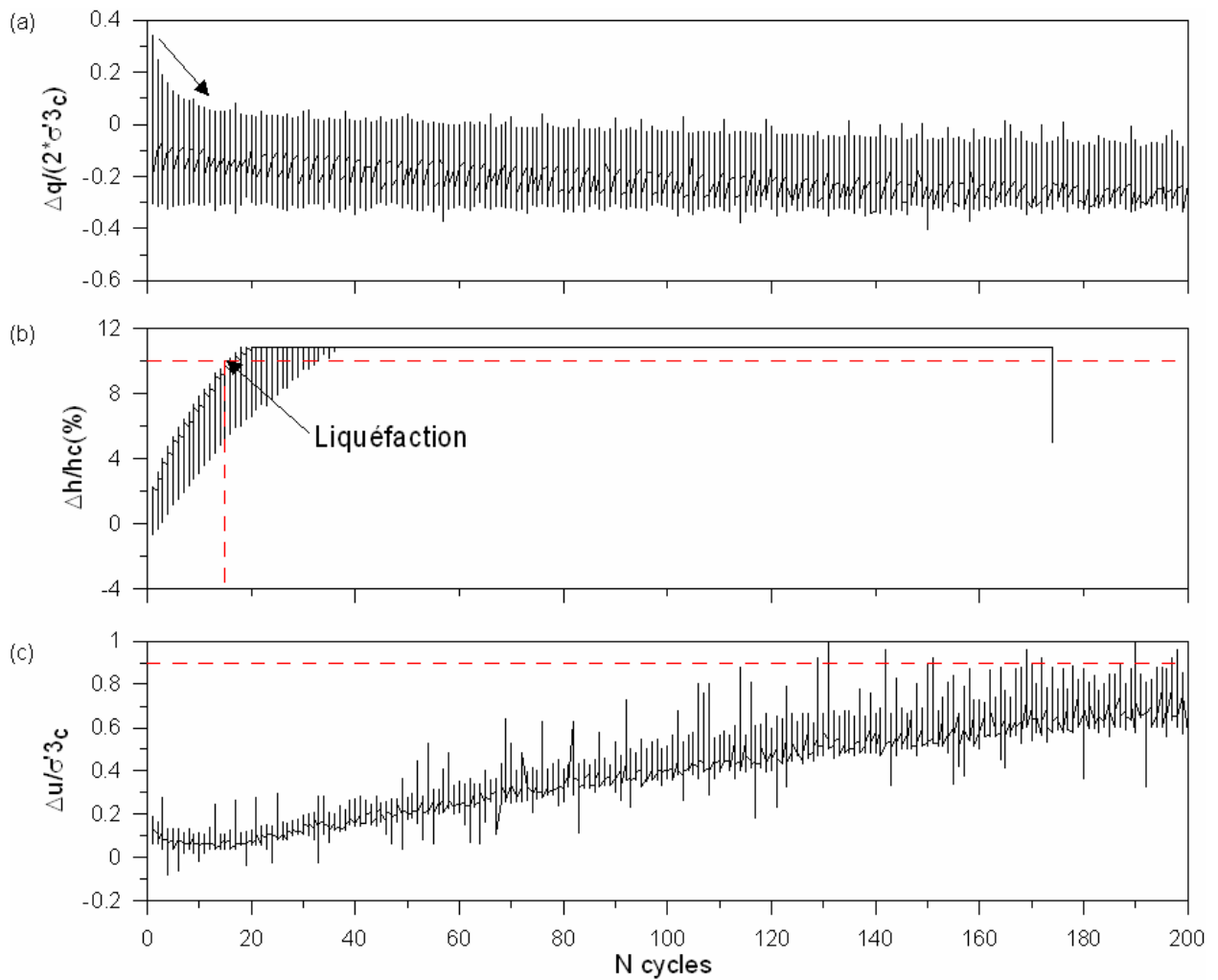


Figure III-61 : Résultats de l'essai cyclique de l'échantillon VI-1 avec (a) CRR, (b) déformation axiale et (c) surpression interstitielle normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale. La liquéfaction apparaît après 15 cycles uniformes pour $\Delta h / H_c > 10 \%$.

L'apparition de la liquéfaction peut-être mise en évidence à partir de l'analyse de ces paramètres. L'analyse de nos douze essais cycliques nous a permis de définir deux moyens différents pour mettre en évidence la liquéfaction ou l'apparition de la rupture dans le sédiment.

La **figure III-61** présente les résultats du test VI-1 et montre que la rupture est atteinte après seulement 15 cycles de chargement. La rupture est définie par rapport 1) au fait que le déviateur de contrainte n'est pas maintenue tout au long de l'essai (**figure III-61a**) et 2) du fait qu'une déformation importante, $\Delta h / H_c > 10 \%$ apparaît après 15 cycles (**figure III-61b**). La **figure III-61c** montre qu'une surpression interstitielle supérieure à 90 % apparaît plus tard, lors de l'essai, après 129 cycles.

La deuxième méthode pour définir la liquéfaction, est illustrée dans la **figure III-62** qui montre les résultats de l'échantillon IX-1. Cette fois, l'apparition de la liquéfaction est mise en évidence par une forte surpression interstitielle avec $\Delta u / \sigma'_{3c} > 90 \%$ (**figure III-62c**). La liquéfaction apparaît juste au début de l'essai, après 4 cycles uniformes. On remarque aussi que le déviateur de contrainte n'est pas maintenu au niveau imposé initialement (**figure III-62a**) et qu'une forte déformation axiale apparaît après 43 cycles (**figure III-62a**).

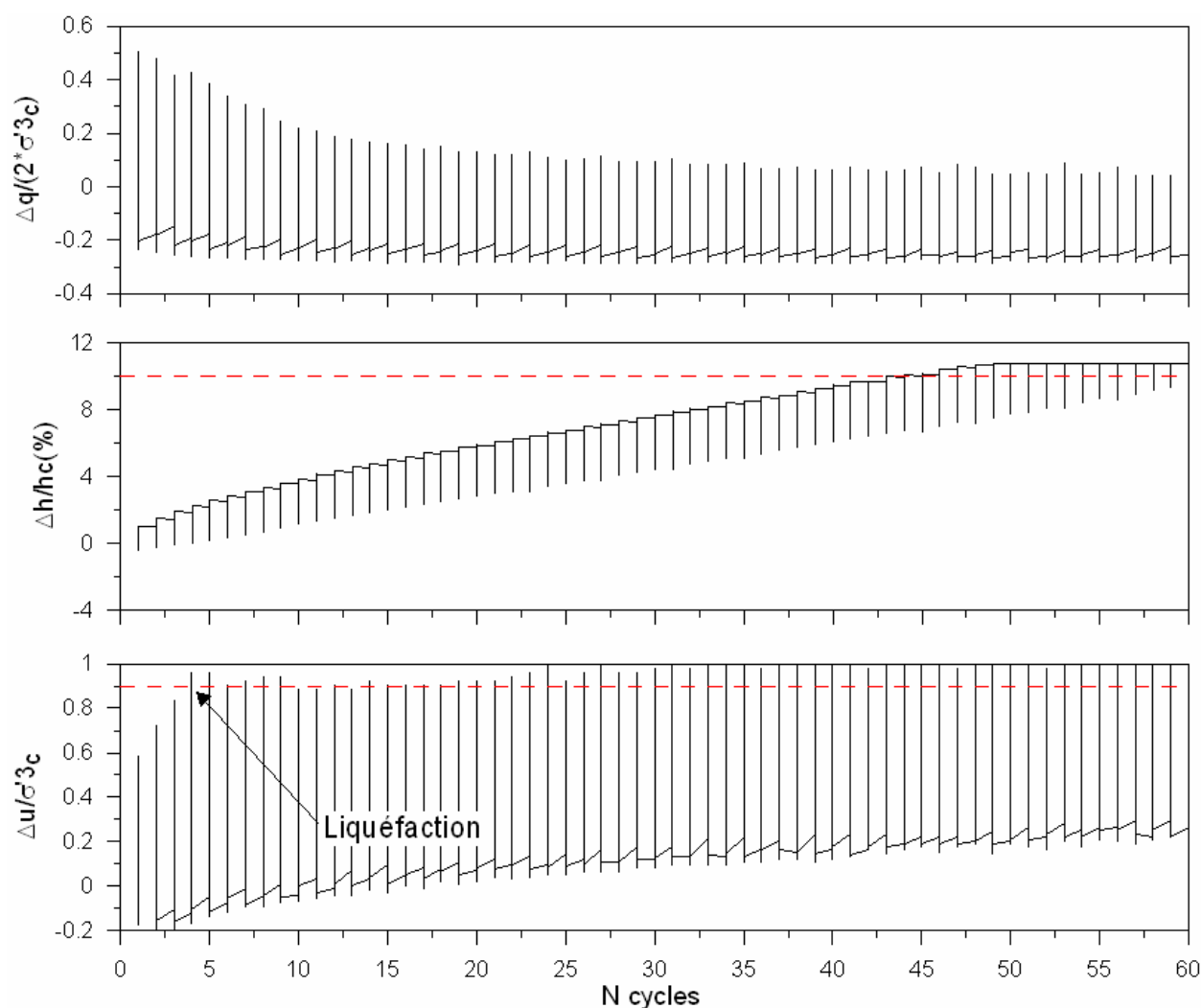


Figure III-62 : Résultats de l'essai cyclique de l'échantillon IX-1 avec (a) CRR, (b) déformation axiale et (c) surpression interstitielle normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale. La liquéfaction apparaît après 4 cycles uniformes pour $\Delta u/\sigma'_{3c} > 90 \%$.

A partir des résultats issus de ces essais cycliques nous allons pouvoir déterminer le potentiel de liquéfaction des sédiments. Ces résultats seront discutés lors de l'étude d'évaluation de la stabilité de la pente, dans le chapitre 4.

Nous avons pu récupérer quelques échantillons de sédiments après les tests cycliques. J'ai choisi de présenter deux exemples d'échantillons déformés afin de montrer l'état final de ces échantillons. Plusieurs mesures granulométriques au niveau de ces échantillons et elles sont montrées dans la **figure III-63** à côté de la photo de l'échantillon.

L'échantillon de la section V (6,96 - 7,06 m de profondeur) montre la présence d'un niveau de sable dans sa partie inférieure. Lors de l'essai cyclique, cet échantillon avait montré une diminution du déviateur de contrainte en début de l'essai, probablement dû à la concentration de la déformation dans ce niveau fin de sable.

L'échantillon de la section VI (8,47 - 8,62) montre la déformation de l'échantillon en extension. Les résultats de l'essai cyclique (**figure III-63**) avaient montré une importante déformation après 15 cycles de chargement. La forte déformation enregistrée pour cet échantillon lors de l'essai

cyclique (**figure III-58**) peut être le résultat de la liquéfaction d'une fine couche silteuse située dans la partie supérieure de l'échantillon (**figure III-60**).

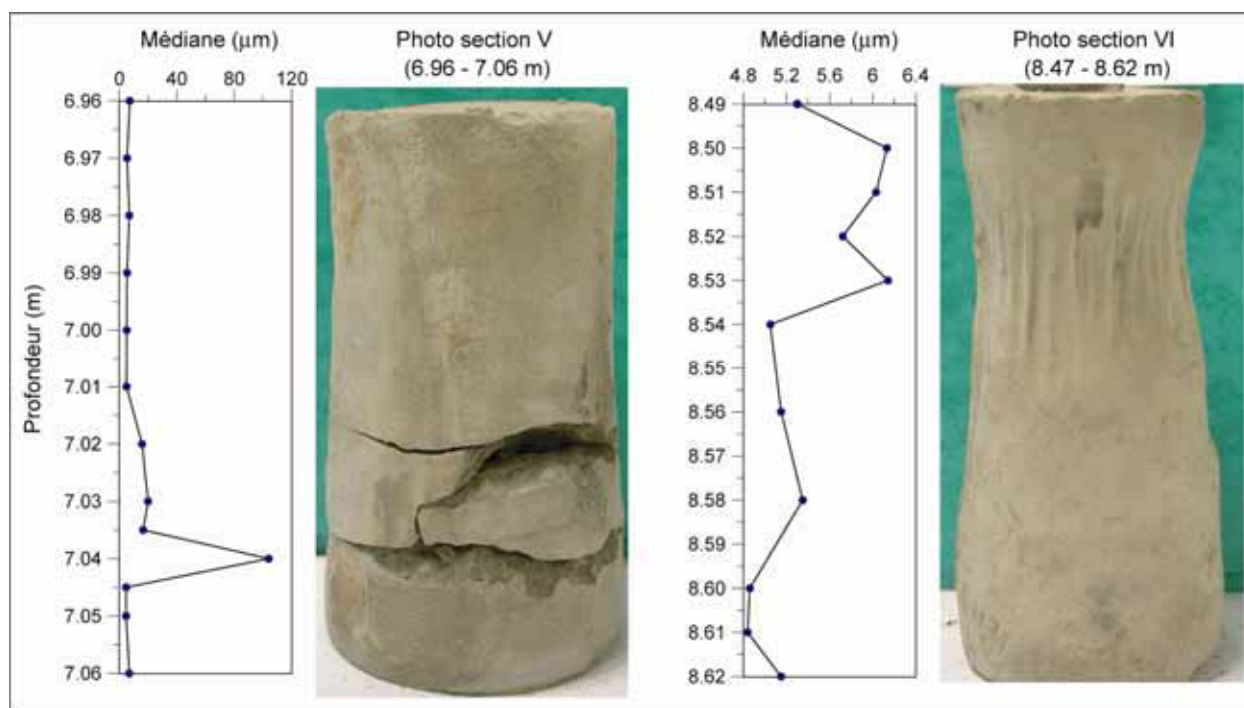


Figure III-63 : Deux exemples de déformation des échantillons après un essai triaxial cyclique.

Carotte KMDJ 16

La carotte KMDJ 16 a été récupérée en haut de l'escarpement S1, dans le même but que la carotte MD04-2799, c'est-à-dire de caractériser les sédiments non glissés (**figure III-55**). La carotte mesure 8,67 m de long et a été collectée par 2259 m de profondeur d'eau. Le profil CHIRP MDJ 06 montre la localisation de la carotte KMDJ 16 dans l'écho faciès S'1 caractérisé par la présence de réflecteur à faible amplitude en surface (**figure III-64**).

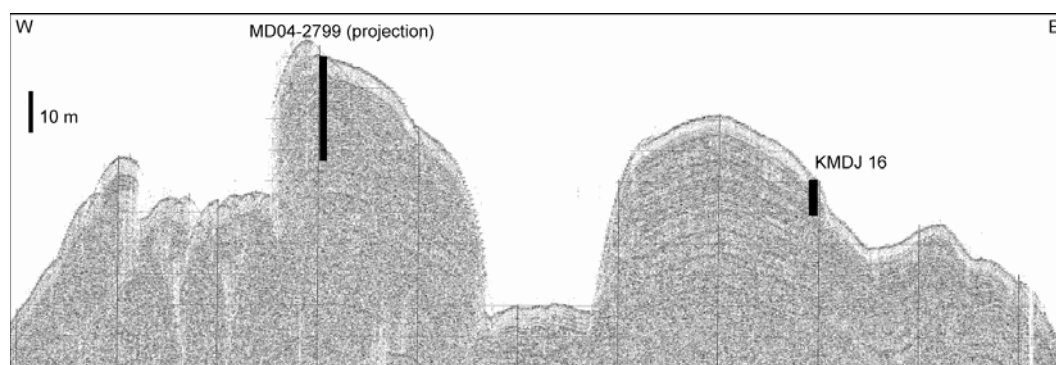


Figure III-64 : Profil CHIRP MDJ 06 montrant la localisation de la carotte KMDJ 16 et de la carotte MD04-2799 (projetée) (localisation profil MDJ 06 sur la figure III-55).

La carotte KMDJ 16 se caractérise par un sédiment homogène correspondant à une argile silteuse pour les premiers 4 mètres de profondeur (**figure III-65a**). Au-dessous de cette

profondeur, on observe la présence de nombreuses couches sableuses à granularité variable et d'épaisseur millimétrique à centimétrique (**figure III-65a**).

La **figure III-65b** présente l'évolution granulométrique le long de la carotte KMDJ 16. On remarque la présence dans la partie supérieure de la carotte, entre 0 et 4,5 m de profondeur, d'une proportion assez importante de sable fin. Les couches sableuses sont caractérisées par du sable très fin à fin (**figure III-65b**).

On montre dans la **figure III-65c** les mesures du poids volumique (γ) réalisées au banc MSCL. Le sédiment est caractérisé par une valeur constante d'environ 17 kN/m^3 entre 0 à 4,2 m de profondeur. En dessous de cette profondeur le poids volumique est plus important, la valeur maximale de 20.5 kN/m^3 est atteinte à 8,3 mètres de profondeur.

Le profil de V_p (**figure III-65d**) montre la même allure que celle du poids volumique (**figure III-65c**), c'est-à-dire, une valeur constante moyenne de 1500 m/s pour la partie supérieure de la carotte (0-4,2 m) suivie par des valeurs plus importantes et des variations au niveau de la partie inférieure en lien avec la présence de couches sableuses.

La **figure III-65e** présente la courbe de la cohésion non drainée, mesurée après l'ouverture de la carotte, dans le sédiment silto-argileux et non pas au niveau de couches sableuses. L'allure de la courbe montre une augmentation linéaire de S_u avec la profondeur. La partie supérieure de la carotte (entre 0 et 4 m) se caractérise par des valeurs comprises entre 4,5 et 7.5 kPa. Une valeur de 12 kPa est atteinte vers la base de la carotte (8,46 m).

La teneur en eau mesurée le long de la carotte KMDJ 16 est présentée dans la **figure III-65f**, et elle montre une baisse avec la profondeur. La teneur en eau est de 62-72 % en surface et arrive à 48-50 % vers la base de la carotte.

Le **tableau III-13** présente une mesure de datation au ^{14}C réalisée sur la carotte KMDJ 16 à 2 m et 42 m de profondeur. En supposant une sédimentation continue de la partie supérieure de la carotte, on peut estimer un taux de sédimentation de 31 cm/1000 ans. L'arrêt de la sédimentation on turbiditique enregistrée sur la carotte à partir de 4.2-4.3 m de profondeur, peut alors être estimer à plus que 13000 ans.

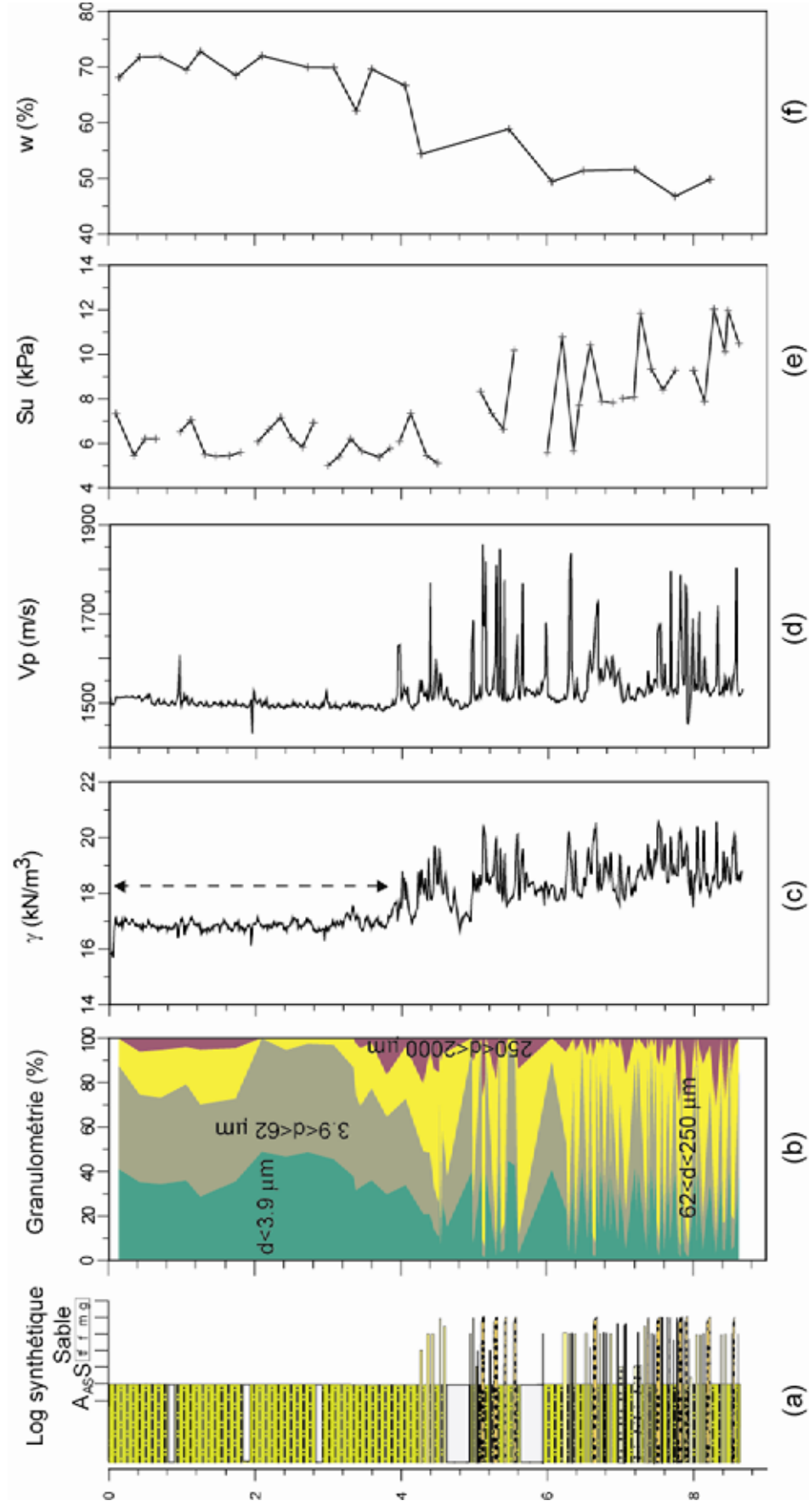


Figure III-65 : Carotte KMDJ 16 avec (a) log synthétique, (b) mesure de la granulométrie (%), (c) mesure du poids volumique (kN/m³), (d) mesure de V_p (m/s), (e) mesure de la cohésion non drainée (kPa) et (f) mesure de la teneur en eau (%).

Lors de l'analyse des images rX nous avons mis en évidence la présence de structures de déformation des niveaux de sable (**figure III-66**). Des injections de sable dans les sédiments adjacents sont visibles à différentes profondeurs dans la carotte KMDJ 16 (**figure III-66a**). Les couches de sable peuvent être continues ou déformées. Plusieurs structures en forme de boudinage ont pu être observées sur les images rX de la carotte KMDJ 16 (**figure III-66b et c**). L'intervalle compris entre 7,35 et 7,62 m correspond à un empilement des séquences sableuses à épaisseur variable (millimétrique - centimétrique) (**figure III-66d**) intercalées avec un dépôt argilo-silteux (**figure III-66d**). Il semble que la séquence sableuse observée entre 7,5 et 7,55 m est caractérisée par du sable très fin à fin en proportion de 80 %. Plusieurs lamines semblent visibles sur l'image rX (**figure III-66d**) ; cependant la structure de la séquence semble être massive sans un granoclassement visible (**figure III-66e**).

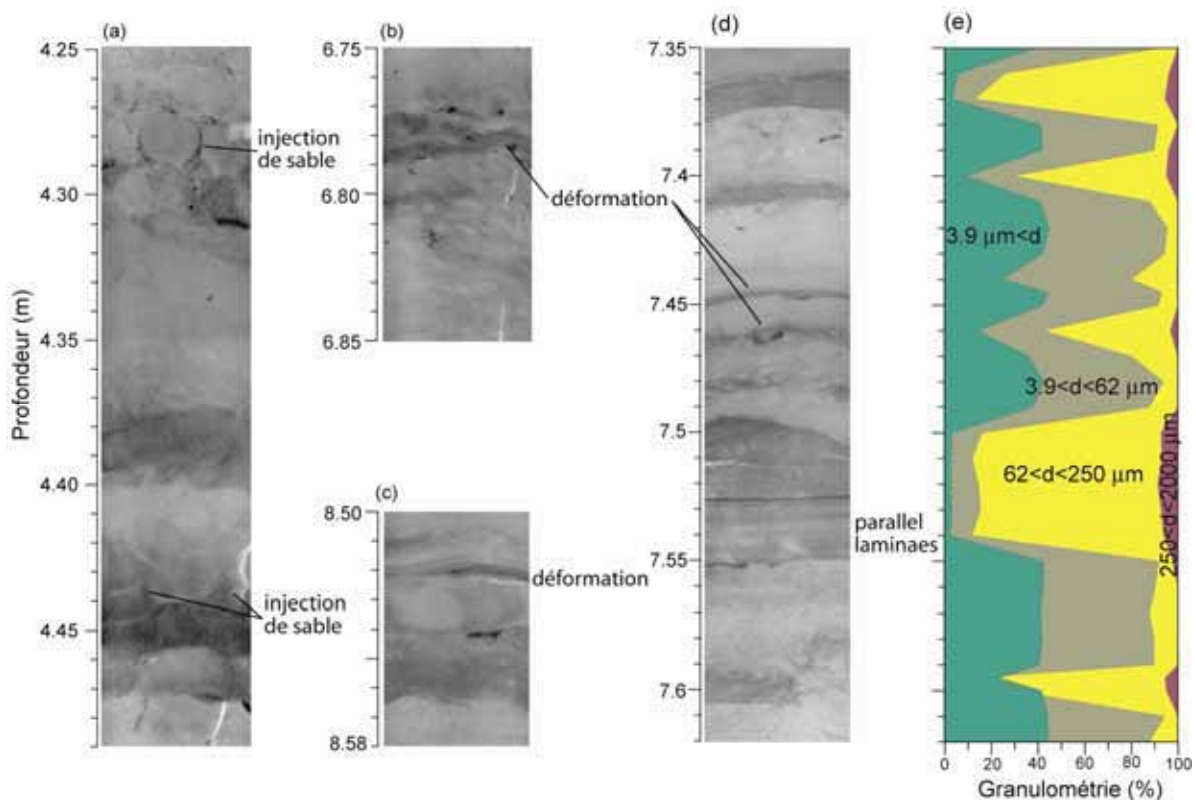


Figure III-66 : Image rX de la carotte KMDJ 16 avec (a) intervalle 4,25-4,49 m montrant des injections de sable dans le sédiment adjacent, (b) intervalle 6,75-6,85 m montrant la déformation d'un niveau de sable, (c) intervalle 8,50-8,58 m montrant le boudinage d'un niveau de sable et la dispersion dans le sédiment adjacent ; (d) intervalle 7,35-7,62 m montrant les différents types des couches sableuses : continue, discontinue, à lamination, massive ; (e) l'évolution granulométrique de l'intervalle 7,35-7,62 m montrant le caractère massif des couches de sable.

Les deux carottes, MD04-2799 et KMDJ 16, montrent les mêmes caractéristiques de point de vue sédimentaire. Les premiers 4 mètres de sédiments sont caractérisés par un sédiment argilo-silteux, suivis ensuite par l'enregistrement de nombreuses couches sableuses. Les carottes se caractérisent donc par deux épisodes différents dans l'enregistrement sédimentaire. La présence de niveaux silteux et sableux est un élément important dans l'étude de la stabilité de la pente. Lors d'un séisme, les couches de silt et sable peuvent enregistrer une surpression interstitielle importante. L'augmentation de la pression interstitielle induit la diminution, voire l'annulation, de la contrainte effective qui va générer le phénomène de liquéfaction.

Les propriétés géotechniques des deux carottes sédimentaires, MD04-2799 et KMDJ 16, collectées en haut de l'escarpement S1 ont été utilisées pour l'évaluation du potentiel de liquéfaction et de la stabilité de cette zone. Ce travail sera présenté par la suite, dans le chapitre 4.

Morphologie et imagerie du bassin D2

Le bassin D2 s'étend en pied de l'escarpement S1. Lors de l'analyse des écho faciès, le bassin D2 a été caractérisé par l'écho faciès T1 correspondant à l'alternance de niveaux transparents avec des réflecteurs continus et parallèles (zone marron, **figure III-67**). Deux carottes sédimentaires ont été récupérées dans ce faciès : KMDJ 04 (MARADJA 2003) et MD04-2798 (PRISMA) (**figure III-67**).

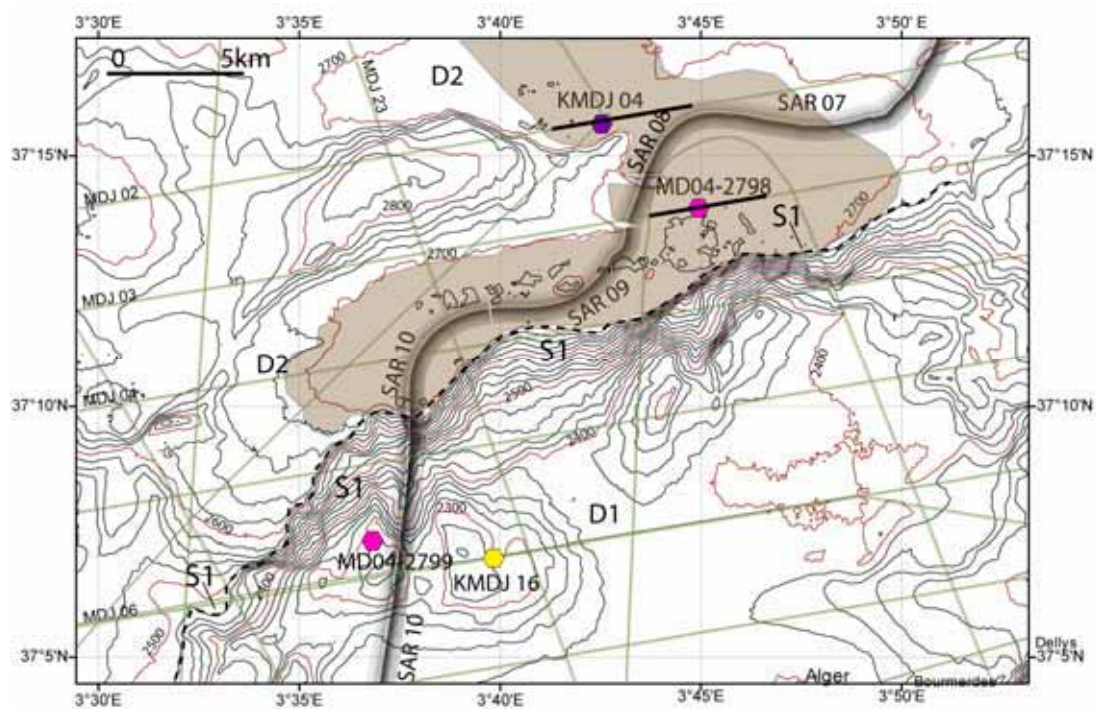


Figure III-67 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S1 et le bassin D2 avec la localisation des profils SAR 07, 08 et 09, ainsi que la localisation des carottes disponibles dans le bassin D2 : KMDJ 04 et MD04-2798. La zone marron représente l'extension de l'écho faciès T1 dans lequel les deux carottes ont été prélevées.

Lithologie et propriétés des sédiments

La carotte KMDJ 04

La carotte KMDJ 04 a été récupérée dans le bassin D2, au pied d'un diapir, par 2711 m de profondeur d'eau (**figure III-67**). Cette carotte a été collectée lors de la campagne MARADJA 2003 afin de caractériser l'écho faciès T1 (**figure III-68**). Ce faciès correspond à une alternance de niveaux transparents avec des réflecteurs continus et parallèles. La localisation de la carotte KMDJ 04 est montrée sur le profil CHIRP MDJ 02 (**figure III-68**).

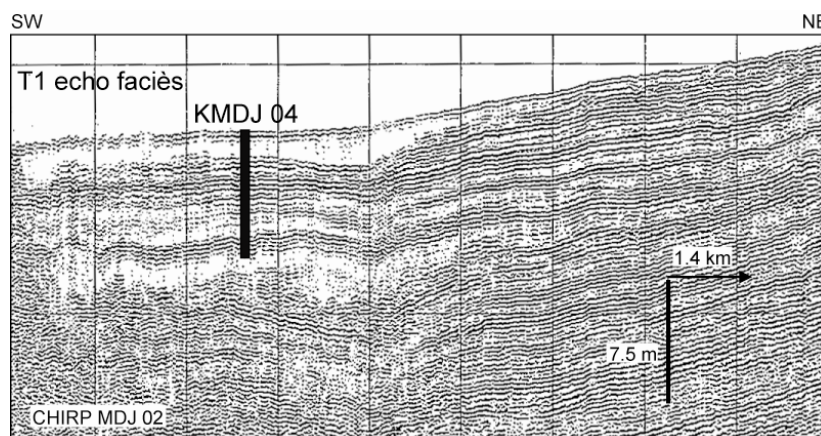


Figure III-68 : Profil CHIRP MDJ 02 montrant la localisation de la carotte KMDJ 04 dans l'écho faciès T1.

La carotte KMDJ 04 mesure 7,36 m de long et montre une alternance de séquences turbiditiques et de dépôts argileux. Les séquences turbiditiques épaisses sont très bien marquées par des lamines parallèles sableuses à la base et par une allure granodrécroissante (**figure III-69a**). Trois séquences turbiditiques sableuses sont bien individualisées sur la carotte entre 0 et 43 cm ; 157 et 200 cm ; 625 et 655 cm de profondeur (**figure III-69a**).

La **figure III-69b** présente l'évolution granulométrique de la carotte KMDJ 04. On remarque la présence des séquences sableuses intercalées avec un dépôt argilo-silteux. La partie basale de séquences turbiditiques est caractérisée par du sable moyen ; la granularité diminuant progressivement vers le sommet (**figure III-69b**).

La **figure III-69c** présente l'évolution du poids volumique avec la profondeur. On remarque une augmentation plus ou moins linéaire entre le sommet et 2,2 m de profondeur. Le reste de la carotte est caractérisé par une valeur moyenne constante d'environ 19 kN/m^3 . Des valeurs plus importantes sont toutefois observées aux niveaux des couches sableuses (**figure III-69c**).

La **figure III-69d** présente les mesures de la teneur en carbonates réalisées selon deux méthodes : avec le calcimètre Bernard et avec le calcimètre automatique. La description de ces deux appareils ainsi que de la méthode de travail sont dans la 2^{ème} partie du manuscrit "Données et Méthodologie". L'analyse de la teneur en carbonates montre des variations tout au long de la carotte. Un pic correspondant à 37 % de CaCO_3 est mesuré à 38 cm de profondeur, dans la première séquence turbiditique.

L'examen à la loupe binoculaire des fractions sableuses a permis de mettre en évidence qu'elles sont formées principalement de quartz, de charbon de bois, de fibres végétales, de muscovite et de foraminifères (Pauc, communication personnelle) :

- Le Quartz est rencontré sous forme de cristaux transparents limpides et parfois avec des inclusions. Il est présent dans toute la carotte avec des teneurs relativement variables d'un niveau à l'autre. Il est absent dans le haut de la carotte jusqu'à 172 cm et dans quelques niveaux au-dessous de 400 cm et très peu fréquent dans les niveaux compris entre 220 et 550 cm. Il est très abondant

dans les niveaux suivants : de 182 à 184 cm, de 626 à 641 cm et de 672 à 682,5 cm. Ces derniers correspondent aux niveaux constitués de plus de 70 % de la fraction grossière supérieure à 40 μm .

- Les fibres végétales sont observées à des tailles millimétriques et parfois centimétriques. Elles sont moins présentes que le quartz. Ces fibres végétales sont plus abondantes entre 0 et 400 cm qu'entre 400 cm à 724 cm. Les teneurs élevées sont observées de 22 à 33 cm, de 166 à 182 cm, de 363 à 367, de 464 à 470 cm et de 612 à 624 cm (Pauc, comm pers.).

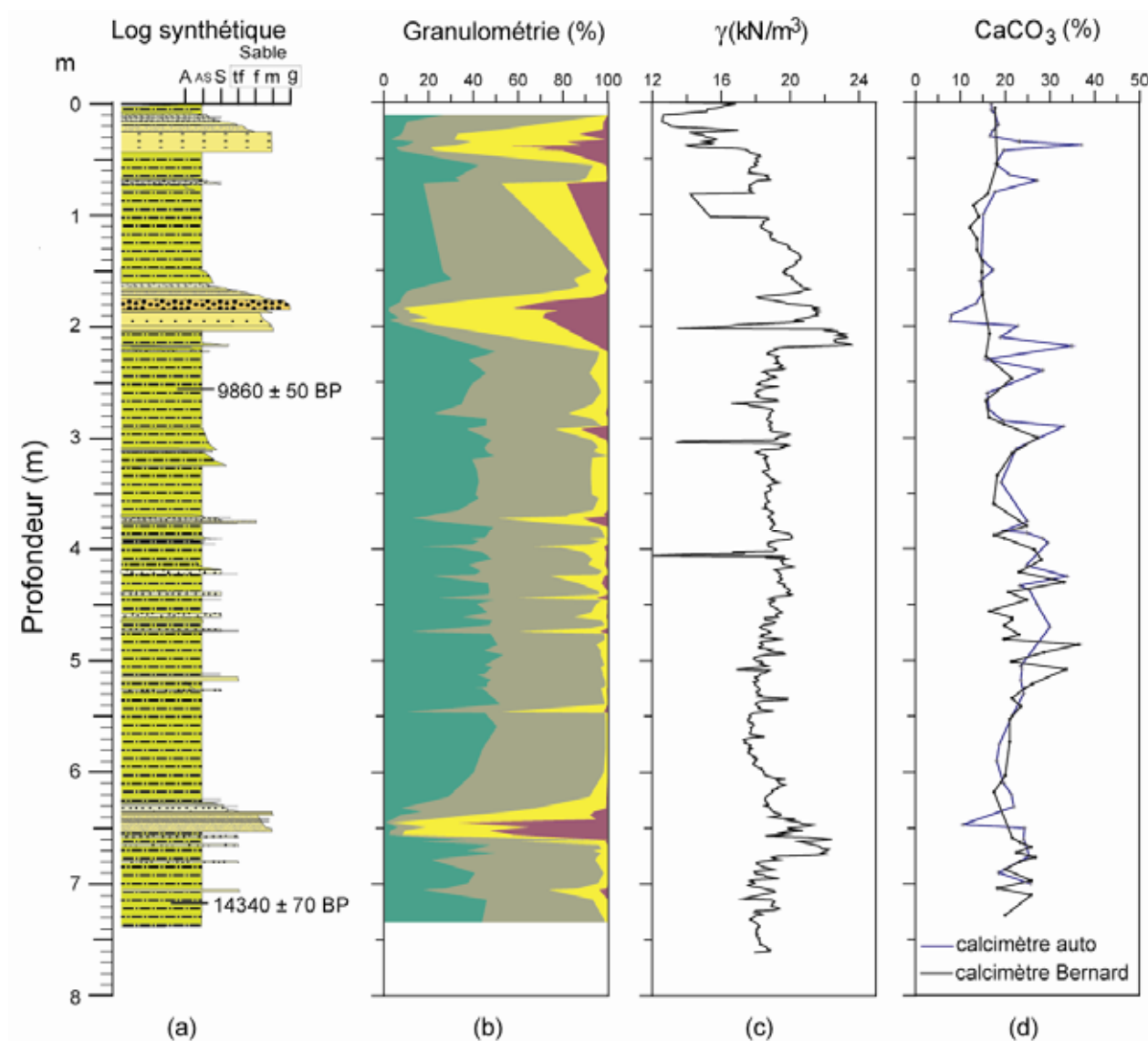


Figure III-69 : Carotte KMDJ 04 avec (a) log synthétique, (b) granulométrie (%), (c) profil du poids volumiques (kN/m^3), (d) profil de la teneur en carbonates (%).

- Le charbon de bois est présent sous forme de grains et de fibres de tailles millimétriques et centimétriques et il est présent dans presque toute la carotte. Très abondant dans les niveaux suivants : de 33 à 41 cm ; de 150 à 160 cm ; de 166 à 182 cm ; de 463 à 464,5 ; de 500 à 505 et de 612 à 624 cm.

- La Muscovite est moins présente que les autres marqueurs dans la fraction sableuse.

- Les Foraminifères dans l'ensemble de la carotte correspondent aux foraminifères littoraux (*Ammonica beccarii*, *Elpidium crispium*, miliolles) (Pauc, comm pers.). On ne dépasse pas les 5 foraminifères par gramme de sable relique. Par contre leur nombre est élevé dans les dépôts

sableux, il varie de 40 à 131 de 182 à 197 cm et atteint en moyenne 436 dans les niveaux compris entre 626 à 636 cm de profondeur (Pauc, comm pers.).

La **figure III-70** présente le sommet de la carotte KMDJ 04 afin de montrer la première séquence turbiditique. L'analyse granulométrique détaillée de ce dépôt montre un granoclassement normal de la séquence. La base est érosive, et des lamines de sable très fin à sable fin se sont déposées. Un dépôt massif caractérisé par la présence de débris végétaux et coquilliers correspond à une granulométrie plus importante (**figure III-70c**). Ce niveau coquillier est marqué par une forte teneur en carbonates (**figure III-70d**).

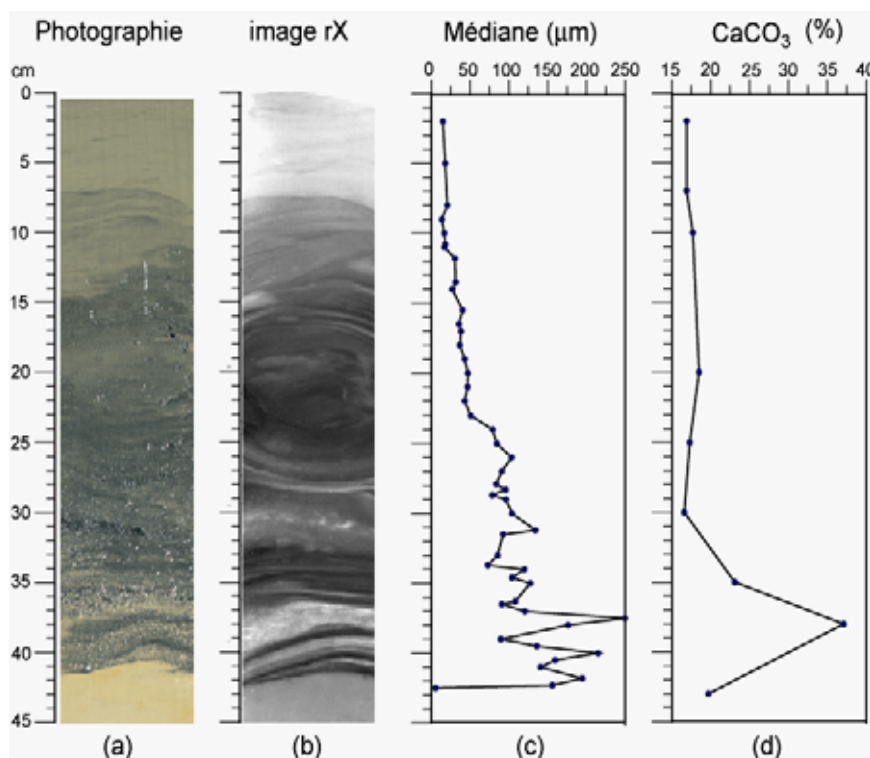


Figure III-70 : Intervalle de la carotte KMDJ 04 (0 et 45 cm) avec (a) la photographie, (b) l'image rX, (c) l'évolution granulométrique en fonction de la profondeur (médiane en µm) et (d) les mesures de la teneur en carbonates (%).

D'autres lamines sableuses recouvrent ce niveau coquillier. Vers 31,5 cm de profondeur on remarque, un changement dans la granulométrie, ainsi qu'une limite nette, assez érosive, suivi par un niveau riche en débris végétaux. Deux scénarios peuvent être envisagés afin d'expliquer la présence de cette limite d'érosion : elle pourrait correspondre au maximum du courant turbiditique ou bien à l'arrivée d'une autre turbidite qui aurait une source différente. Pour cela, l'analyse de la matière organique et des minéraux lourds a été envisagée, afin de décrire la/les sources possibles.

La présence de quartz dans la fraction grossière témoigne d'une sédimentation terrigène au niveau du rebord continental, puis l'acheminement au large par des courants de forte densité. L'absence de celui-ci dans certains niveaux du haut de la carotte et son abondance dans la partie inférieure à 400 cm suggère la diminution de l'intensité de l'érosion et les apports sédimentaires (Pauc, comm. pers.).

D'après Pauc (comm. pers.), la présence dans les niveaux sableux d'un nombre élevé de foraminifères littoraux suggère que les apports de foraminifères du plateau continental vers le glacis par des courants de turbidité se sont fait en même temps que la fraction grossière. L'absence de ces marqueurs dans la turbidite qui se situe au niveau 11 à 43 cm montre que cette dernière a pris naissance au large du plateau continental, c'est-à-dire au niveau de la pente continentale ou de l'escarpement S1.

La datation au $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ a été réalisée sur un échantillon de 13,37 g de sédiment total prélevé juste en-dessous de la séquence turbiditique. Les résultats ont été négatifs : aucune activité $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, ou $^{137}\text{Cs}_{\text{exc}}$ n'a été mise en évidence. Ces résultats indiquent que le sédiment hémipélagique localisé au-dessous de la turbidite a un âge supérieur à 100 ans et que cette turbidite n'est probablement pas très récente, ni liée au séisme de Boumerdès (2003).

La carotte MD04-2798

La carotte MD04-2798 a été récupérée dans le bassin D2 par 2707 m de profondeur d'eau (**figure III-69**). Cette carotte a été collectée lors de la campagne PRISMA, à proximité de la carotte KMDJ 04, afin de caractériser l'écho faciès T1 sur une longueur plus importante (**figure III-71**). La carotte MD04-2798 mesure 28,68 m de long.

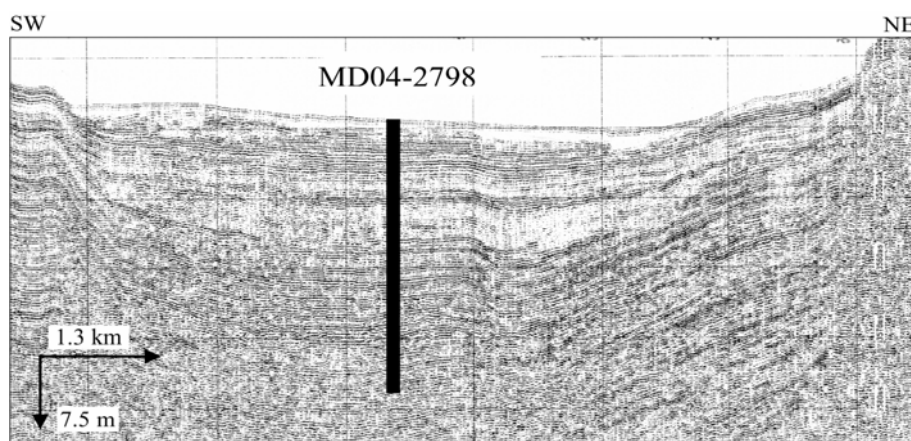


Figure III-71 : Profil CHIRP MDJ 03 montrant la localisation de la carotte MD04-2798 dans l'écho faciès T1.

On présente sur la **figure III-72** le log sédimentaire ainsi que les mesures du poids volumique γ et de la vitesse V_p du sédiment de la carotte MD04-2798. Lors de la description de la carotte, nous avons pu mettre en évidence plusieurs séquences turbiditiques qui alternent avec des dépôts hémipélagiques, qui passent d'une argile fine à une argile silteuse vers 14 m de profondeur (**figure III-72a**).

Les mesures du poids volumique (**figure III-72b**) montrent des variations pour l'ensemble de la carotte ; des variations qui se corréleront avec la granularité, car l'allure granodécroissante de séquences turbiditiques est retrouvée sur le graphe du poids volumique (**figure III-72b**). La **figure III-72c** présente les mesures des V_p . Le sédiment se caractérise par une vitesse plus ou moins constante sur l'ensemble de la carotte, d'environ 1500 m/s.

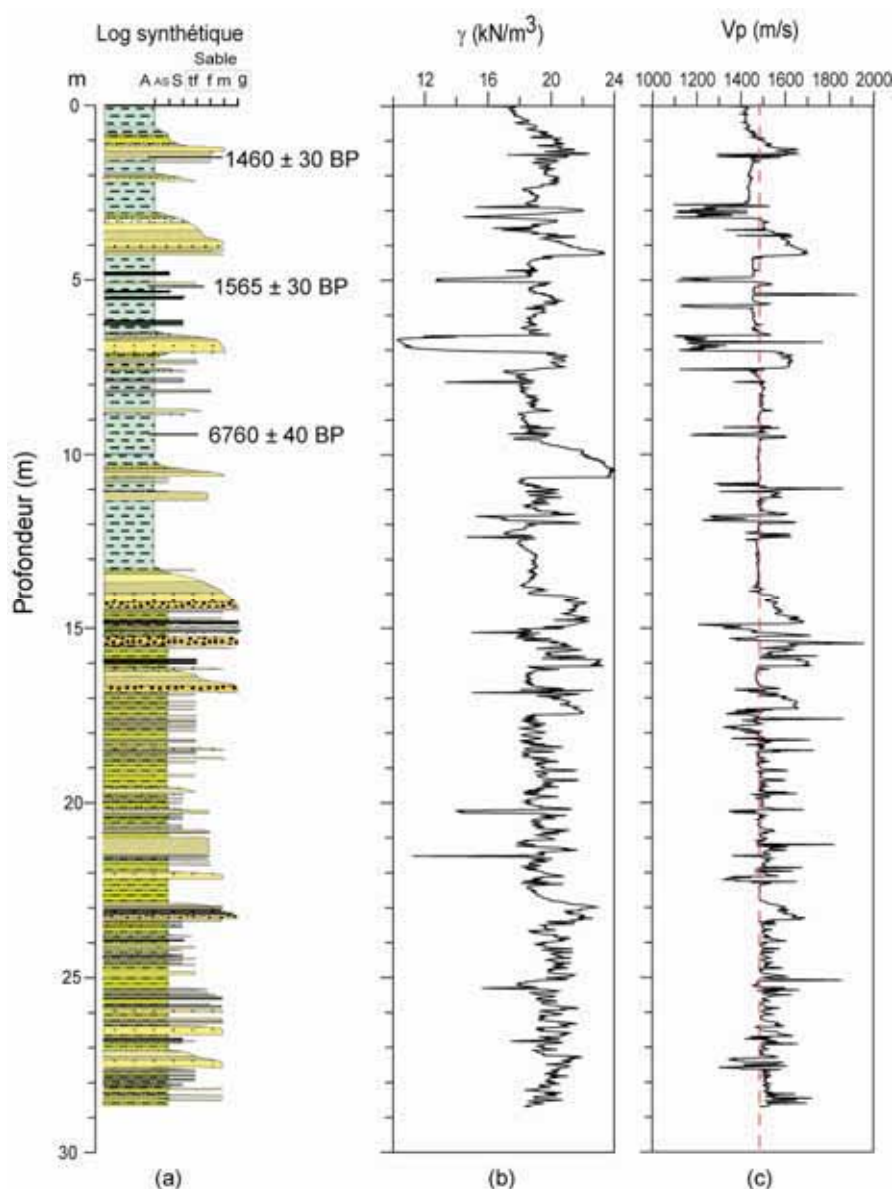


Figure III-72 : Carotte MD04-2798 avec (a) le log synthétique, (b) profil du poids volumique (kN/m³), (c) profil de Vp (m/s).

Des datations ¹⁴C sont disponibles pour les deux carottes sédimentaires : 2 sur KMDJ 04 et 3 pour MD04-2798 (**figure III-72** et **tableau III-16**). Si on suppose que les deux âges à 151 et 521 cm de profondeur (carotte MD04-2798) sont cohérents, on arrive à définir un taux d'accumulation de 3 m par 100 ans entre 152 et 521 cm de profondeur. Le calcul du taux d'accumulation calculé entre 521 et 955 est d'environ 0,7 m/1000 ans.

On remarque une diminution du taux de sédimentation qui pourrait être expliqué par une diminution de l'apport de sédiments, ou par la présence de dépôt gravitaires d'épaisseur moins importante. Il faut souligner que les taux d'accumulation des sédiments ont été calculés en prenant en compte tous les dépôts sédimentaires car nous ne disposons pas d'une étude détaillée nous permettant d'enlever de nos calculs les séquences turbiditiques.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	¹⁴ C âge moyen (BP)	Lab erreur ± (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
KMDJ 04	255 - 265	Foraminifères planctoniques	9860	50	10 622 - 10 815 10 850 - 10 880	Reimer et al. (2004)	10 718 10 865
KMDJ 04	715 - 724	Foraminifères planctoniques	14340	70	16 962 - 17 416	Reimer et al. (2004)	17 189
MD04-2798	152 - 154	Globigérines bulloides et Orbulina	1460	30	960 - 1043	Reimer et al. (2004)	1001
MD04-2798	521 - 523	Globigérines bulloides et Orbulina	1565	30	1074 - 1167	Reimer et al. (2004)	1120
MD04-2798	955 - 957	Globigérines bulloides et Orbulina	6760	40	7241 - 7335	Reimer et al. (2004)	7288

Tableau III-16 : Résultats des datations ¹⁴C réalisées sur la carotte KMDJ 04 (Giresse et al., soumis) et MD04-2798 (ce travail) (Age réservoir est de -400 ans).

Deux autres datations ¹⁴C ont été réalisées sur le sédiment de la carotte KMDJ 04 (Giresse et al., soumis) (**tableau III-16**). Les datations montrent des âges plus anciens que ceux obtenus sur la carotte MD04-2798. Les calculs du taux d'accumulation donnent une valeur de 0,23 m/1000 ans entre le sommet de la carotte et 255 cm de profondeur et une valeur de 0,71 m/1000 ans entre 255 et 715 cm de profondeur. Des erreurs assez importantes sur ces valeurs des taux d'accumulation peuvent être dues au fait que les prélèvements des sédiments ont été réalisés sur un intervalle de 10 cm, ce qui implique une erreur d'environ 435 ans entre 255 et 265 cm de profondeur et 127 ans entre 715 et 724 cm de profondeur.

Les deux carottes sédimentaires, MD04-2798 et KMDJ 04 ont été collectées dans le même faciès sismique et dans le même bassin sédimentaire. Cependant, la corrélation de ces deux carottes sur la base des datations ¹⁴C n'est pas aisément réalisable. L'âge de 10 718 ans trouvé sur la KMDJ 04 à 2,55 m de profondeur est trouvé à environ 12 m sur la carotte MD04-2798 (calculé pour 0,7 m/1000 ans). La carotte MD04-2798 se trouve à proximité de l'escarpement S1, environ 2,3 km ; tandis que la carotte KMDJ 04 se trouve derrière un relief, ce qui implique qu'elle est relativement préservée des effets de courants turbiditiques.

Une étude détaillée des minéraux lourds de chaque séquence turbiditique pourrait aider à la corrélation de deux carottes. A ce moment de l'étude, nous ne sommes pas en mesure de corrélérer les événements turbiditiques observés sur les deux carottes.

3.3. L'escarpement S2

La troisième zone d'étude, l'escarpement S2, est située au nord de l'éventail sédimentaire profond d'Alger à environ 40-43 km de la côte algérienne (**figure III-73**). L'escarpement a une hauteur approximative de 200 à 250 m, avec une pente moyenne comprise entre 4° et 7°. L'escarpement S2 se trouve délimité latéralement par des murs de sel (**figure III-73**).

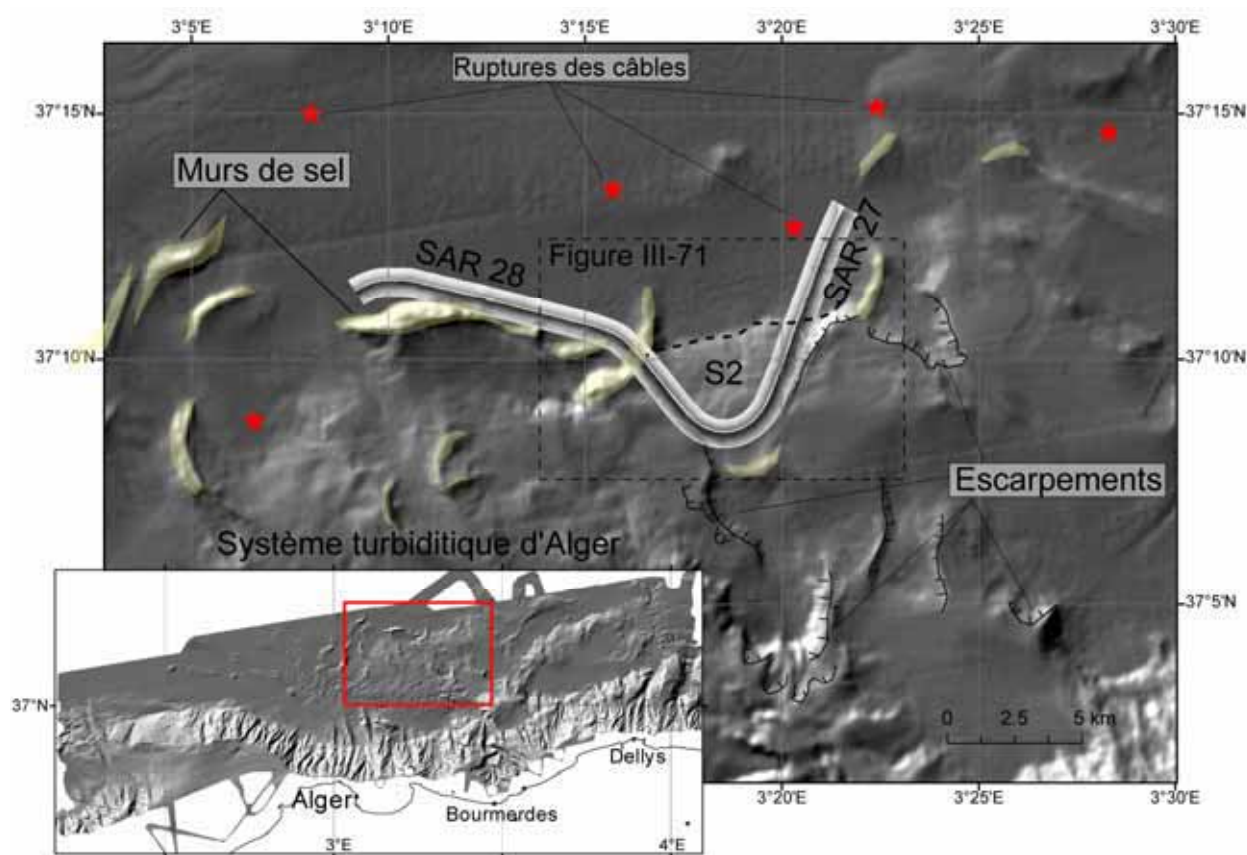


Figure III-73 : Carte bathymétrique montrant le contexte général de l'escarpement S2 sur la marge algérienne avec la localisation du système sédimentaire turbiditique d'Alger, des murs de sel, ainsi que des profils SAR 27 et 28 utilisé pour la description des glissements sur l'escarpement S2. Les ruptures des câbles observées lors du séisme de Boumerdès en mai 2003 sont marquées par des étoiles rouges.

J'ai reporté sur la **figure III-73** les ruptures des câbles observés par France Télécom en mai 2003, suite au séisme de Boumerdès. Les six ruptures de câbles sont localisées sur deux câbles différents (Colombus 2 et SMW 2). Les ruptures sont assez espacées, mais deux d'entre elles sont localisées à l'aval de l'escarpement S2. Après la description de la zone, nous allons essayer de voir si la rupture des câbles peut être expliquée par les processus initiés sur cette pente.

La **figure III-74** présente la bathymétrie de la zone de l'escarpement S2 en mettant en évidence la présence de glissements tout au long de la zone. Les zones glissées ont des tailles semblables, avec des largeurs comprises entre 200 et 500 mètres.

Lors de la campagne MARADJA 2, l'escarpement S2 a été observé avec le SAR. Le profil SAR 27 remonte la pente (du NE vers le SW) et le profil SAR 28 descend la pente à travers un anticlinal pour atteindre le bassin au nord (**figure III-74**). Grâce à l'acquisition de ces profils SAR, trois zones affectées par des glissements ont été mises en évidence. Les rectangles en pointillé (**figure III-74**) montrent la localisation de ces glissements qui seront détaillés par la suite.

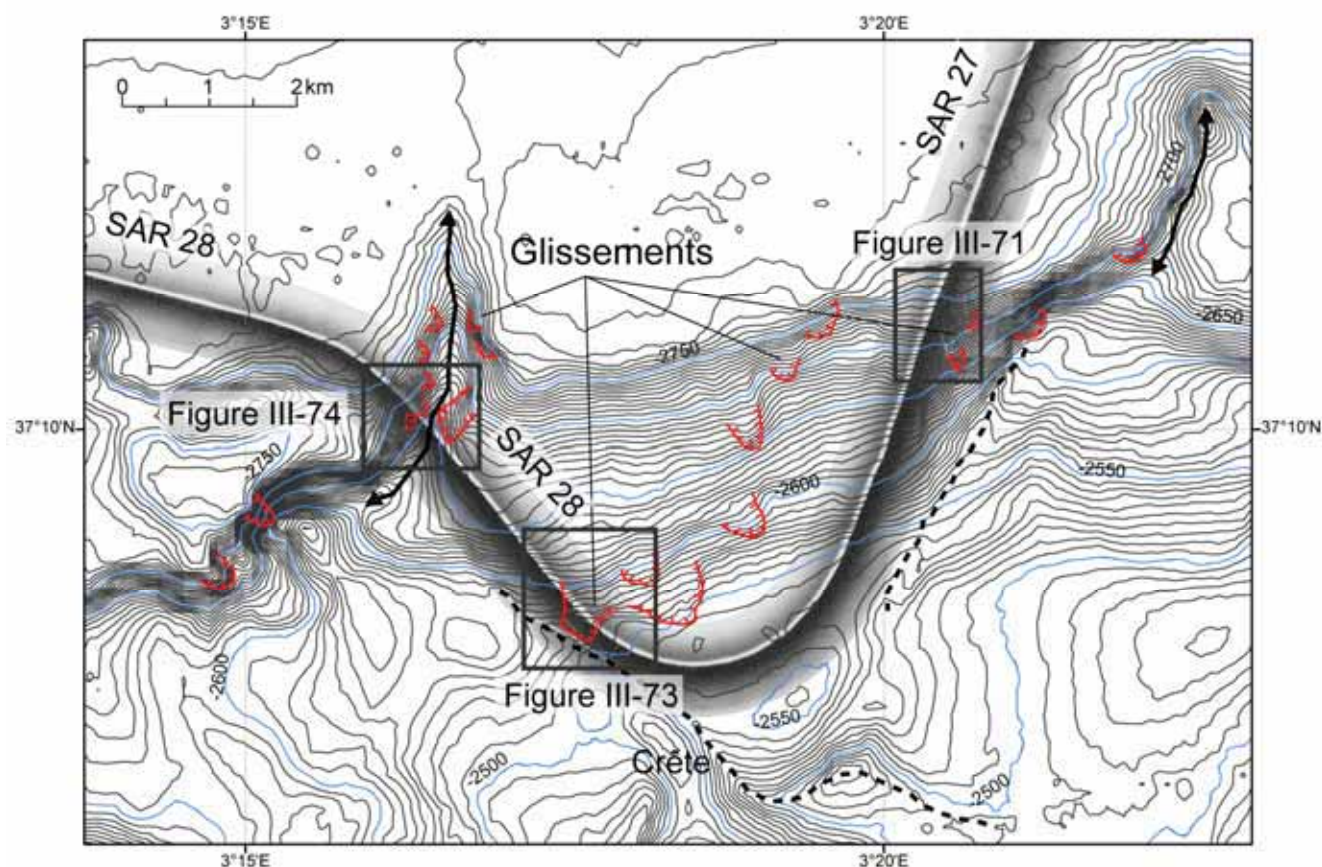


Figure III-74 : Carte bathymétrique montrant l'escarpement S2 et la localisation de trois zones de détail.

Le premier glissement est situé en pied de l'escarpement S2 (**figure III-74**) et il est présenté dans la **figure III-75**. La zone où ce glissement est observé semble être caractérisée par une pente plus importante et par des glissements de taille moins importante.

La loupe d'arrachement de ce glissement est assez bien marquée sur l'image SAR et présente une forme circulaire (**figure III-75a**). La largeur au niveau de la tête du glissement est d'environ 260-290 mètres. On remarque sur le profil SAR, juste à l'aval de la tête d'arrachement, des parois verticales en échelon, correspondant à ce que l'on appelle des rides d'extension (**figure III-75b**). Ces rides d'extension représentent des blocs entiers, basculés. Plus loin, à l'aval des blocs basculés, il peut y avoir des détachements des blocs qui formeront ensuite, par l'incorporation d'eau, des écoulements gravitaires, des *slumps* ou des coulées des débris. L'analyse de l'image SAR permet d'observer la présence de blocs individuels à une distance de 1,85 km de la tête du glissement (**figure III-75b**).

La **figure III-76** présente le profil 3,5 kHz associé au profil SAR 27 montrant une coupe la travers la zone de glissement. On remarque, dans la partie amont du glissement, la présence d'un faciès sismique lité à réflecteurs discontinus. La tête du glissement mesure environ 9,5 mètres de haut (**figure III-76b**). Le détachement et le basculement des blocs sont mis en évidence sur le profil 3,5 kHz par la présence de failles listriques (**figure III-76b**). La hauteur de blocs, calculée par rapport à la bathymétrie, est comprise entre 4 et 6 mètres (**figure III-76b**).

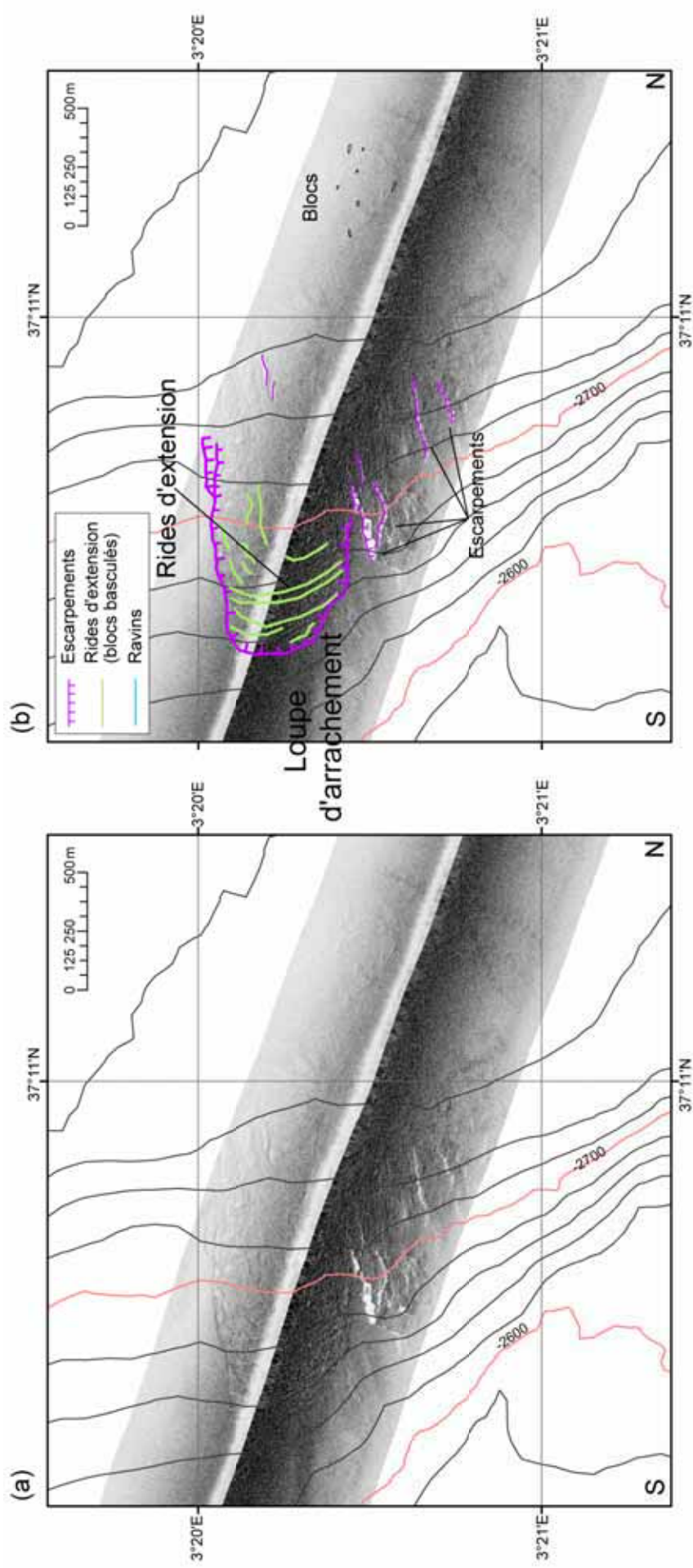


Figure III-75 : Profil SAR 27 montrant un glissement sur l'escarpement S2 avec (a) image SAR brute et (b) image SAR interprétée.

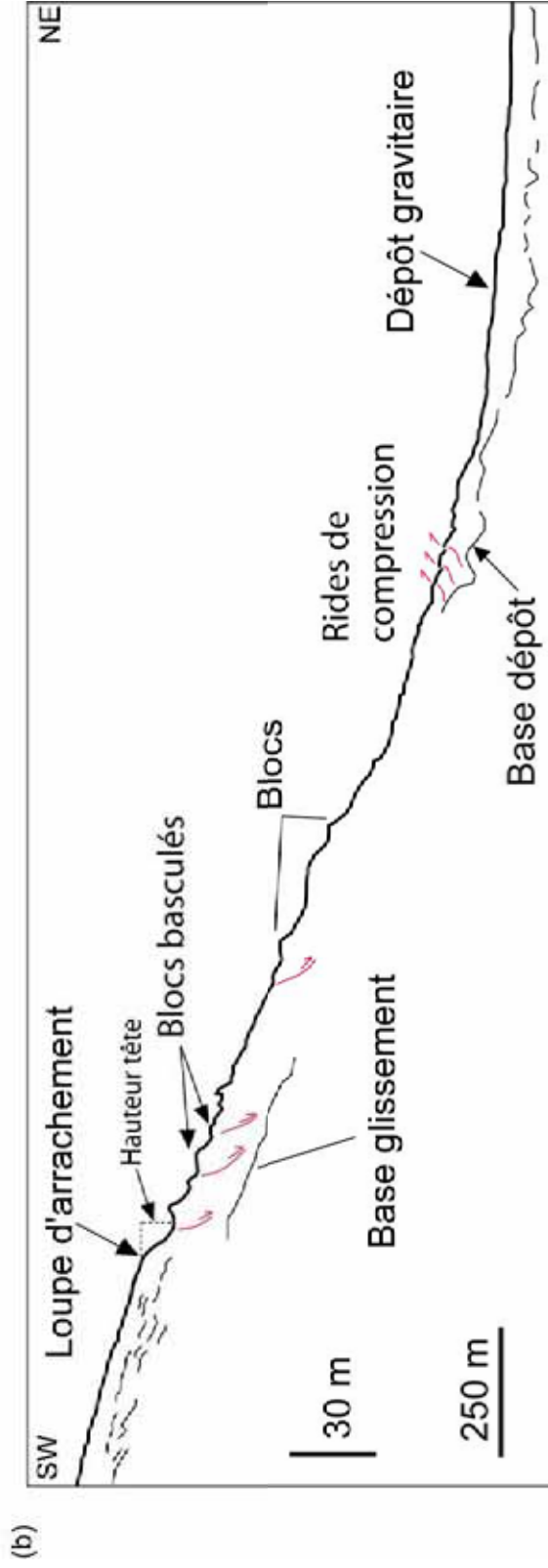
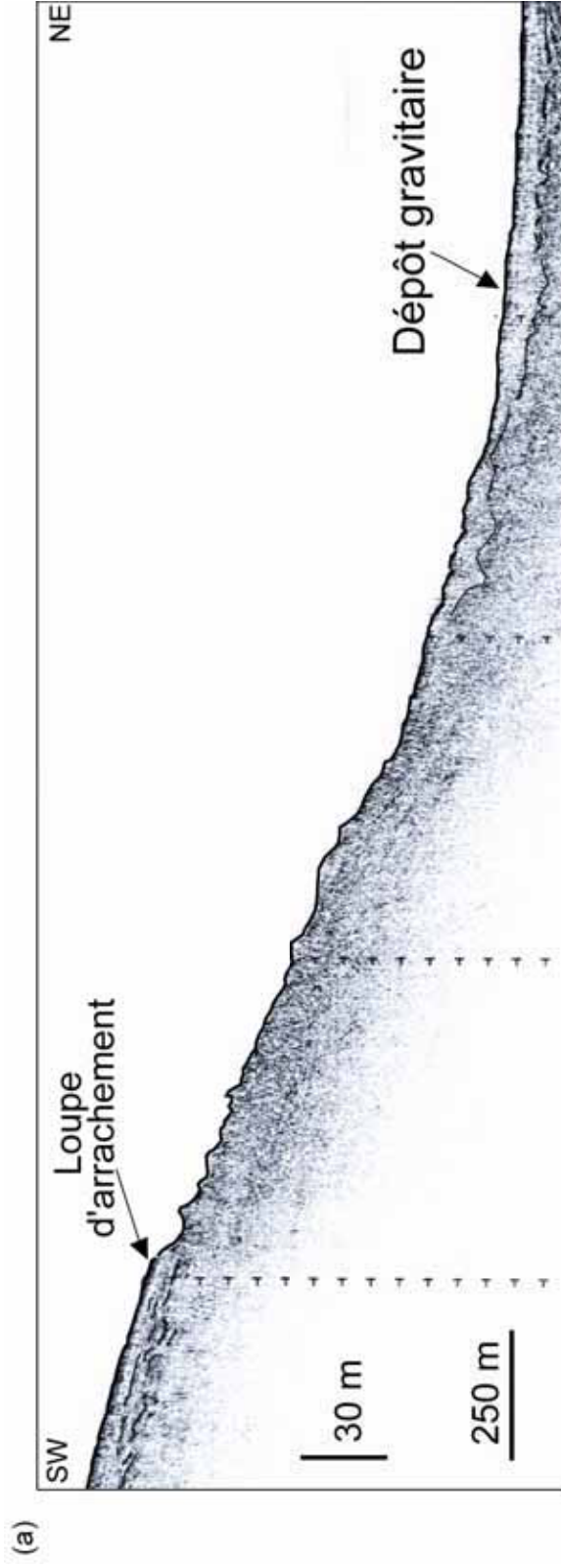


Figure III-76 : Profil 3,5 kHz associé à l'image SAR 27 (figure III-75) montrant une coupe à travers la zone de glissement.

Vers la base de la pente, on arrive à mettre en évidence des bourrelets correspondant à ce que l'on appelle les rides de compression (**figure III-76b**). L'existence d'un écho-faciès transparent en pied de pente suggère la présence d'un dépôt gravitaire lié à ce glissement. Le dépôt gravitaire s'étale sur 1,3 km de long et atteint une épaisseur maximale de 12 mètres dans la partie proximale (**figure III-76b**).

Le volume initial à partir de la taille de la loupe d'arrachement n'est pas facile à réaliser, car il n'y a pas eu d'évacuation totale de la zone, des blocs glissés étant toujours restés à cet endroit (**figure III-74**). Cependant, on peut calculer le volume du matériel déposé grâce au profil 3,5 kHz (**figure III-76**). Pour cela, nous avons estimé l'épaisseur moyenne du dépôt gravitaire à 5 mètres. La longueur est estimée à partir du profil sismique à 1,6 km de long et la largeur est considérée de 400 mètres. Nous estimons donc le volume des sédiments déposés, à $3,2 \times 10^6 \text{ m}^3$.

Le profil SAR 27 se termine en haut de l'escarpement S2 dans une zone plate. Le profil SAR 28 a été réalisé en descendant la pente sur une direction SE-NW. La première structure mise en évidence sur ce profil est un glissement de taille plus importante que celui observé en pied de pente. Ce glissement est montré sur la **figure III-77a**. Il s'initie vers 2560 mètres de profondeur d'eau, en haut de l'escarpement S2 et sur le flanc NE d'un anticlinale de direction SE-NW (**figure III-74**). La largeur du glissement est de 470 mètres dans la partie sommitale et de ~ 540 mètres au niveau du passage du SAR.

La partie sommitale du glissement est caractérisée par la présence de rides d'extension continues et parallèles à la loupe d'arrachement sur une distance d'environ 100-150 mètres (**figure III-77b**). A partir de cette distance les blocs semblent commencer à se déformer car ils deviennent discontinus. On remarque des blocs détachés qui apparaissent 400 mètres plus loin (**figure III-77b**). Le profil sismique 3,5 kHz (**figure III-77c**) associé à l'image SAR 28 (**figure III-77a**) nous permet de mettre en évidence la présence d'un faciès sismique lité sur la partie haute de l'escarpement S2. Les blocs basculés observés sur le profil 3,5 kHz ont une hauteur comprise entre 5 et 7 mètres (**figure III-77c**).

A l'est de cette zone de glissement, on remarque un escarpement important, par rapport à la largeur de son ombre (**figure III-77**). Les calculs de la hauteur de cet escarpement donnent des valeurs comprises entre 2 et 8 mètres. Cet escarpement correspond à la loupe d'arrachement d'un glissement, plus important en taille, mis en évidence grâce aux données bathymétriques (**figure III-74**).

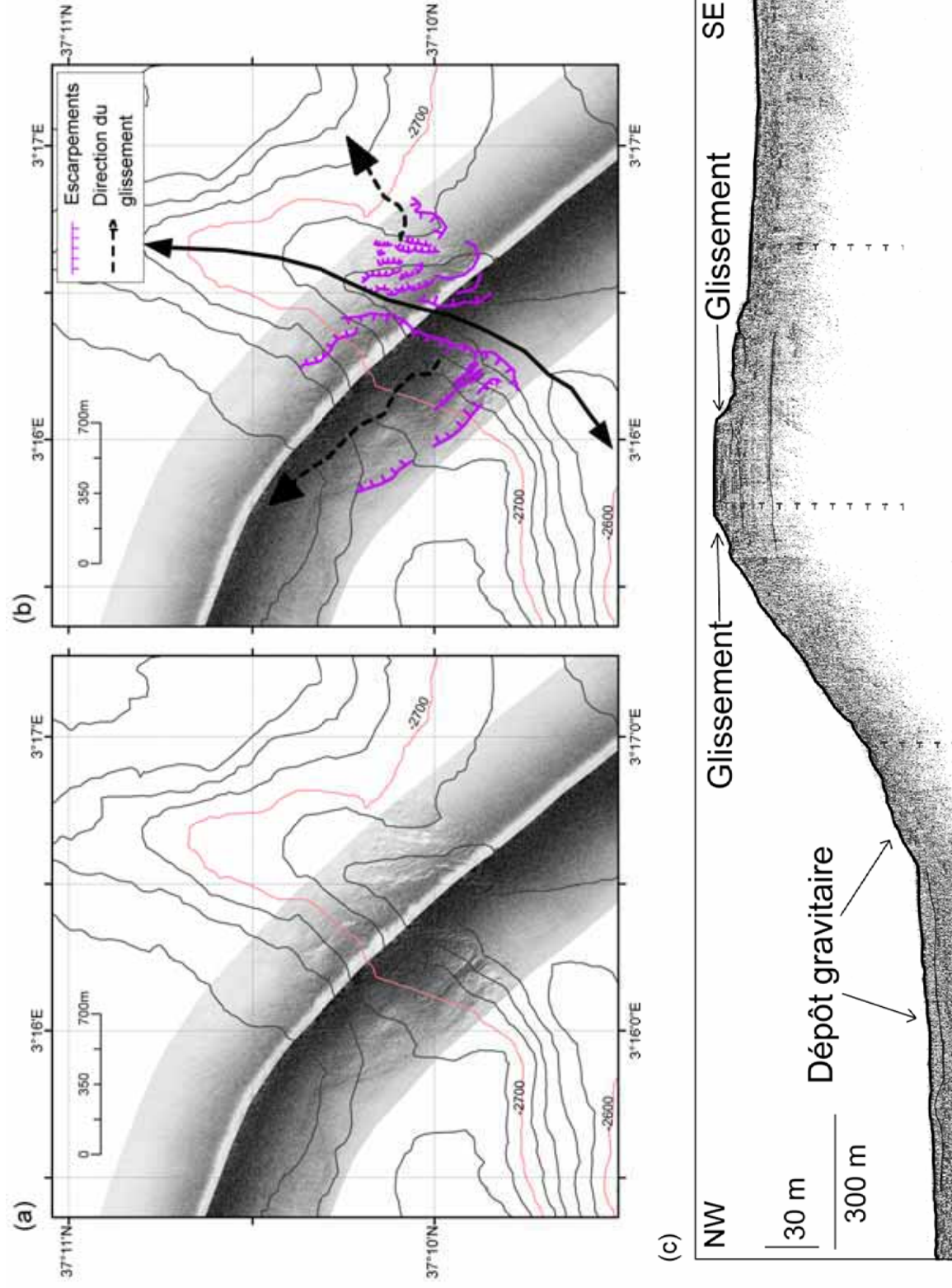


Figure III-78 : Image SAR (profil SAR 28) montrant deux zones de glissement sur les flancs d'un mur de sel avec (a) image SAR brute, (b) interprétation et (c) profil 3,5 kHz associé à l'image SAR.

Le profil SAR 28 traverse le relief d'un mur de sel (**figure III-74**) qui semble affecté par des instabilités gravitaires. La **figure III-78a** présente une image de détail au niveau des parois du mur de sel. Le flanc Ouest est caractérisé par une importante zone déstabilisée sur presque toute la largeur de l'image SAR (**figure III-78b**). Le profil sismique 3,5 kHz (**figure III-78c**) montre la présence d'un faciès sismique chaotique sur le flanc Ouest. On remarque un bourrelet ainsi qu'une zone caractérisée par un faciès sismique transparent en pied de pente (**figure III-78c**). Ces structures sont sûrement liées aux glissements initiés en haut du relief et correspondent aux dépôts gravitaires.

La **figure III-79** synthétise les types de structures de déformations illustrées grâce à l'analyse des images haute résolution du SAR. Le glissement observé en pied de pente a une taille moindre que les autres. Tout l'escarpement S2 semble déstabilisé et de petites loupes d'arrachement sont visibles sur la carte bathymétrique. Les trois glissements étudiés sont caractérisés par des rides d'extension dans la partie haute de la loupe d'arrachement. Ces types des structures sont assez communes et ont été souvent décrites dans la littérature (Prior et al., 1982 ; Lastras et al., 2006). Elles correspondent au matériel qui n'a pas été complètement désintégré (Lastras et al., 2006).

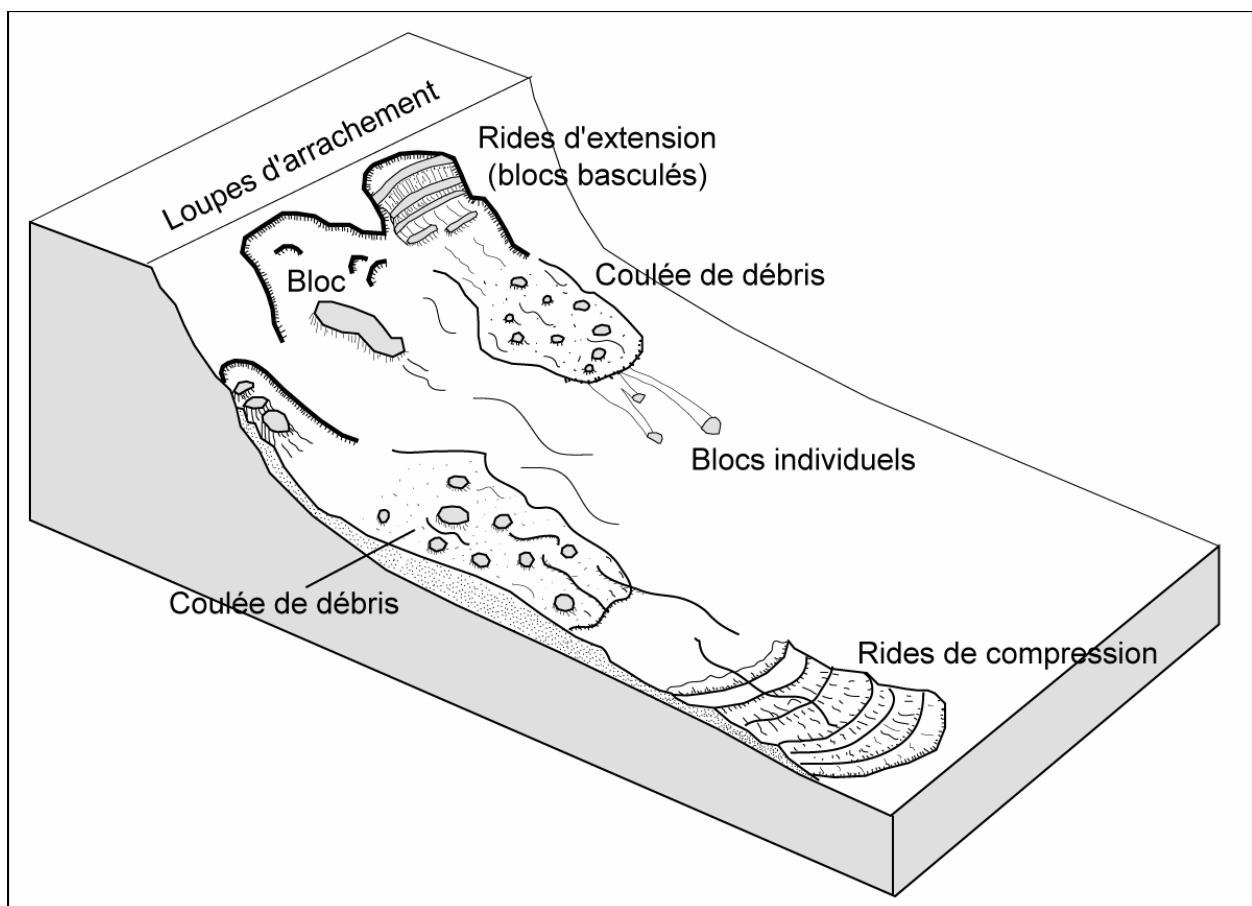


Figure III-79 : Bloc-diagramme synthétisant les glissements mis en évidence sur l'escarpement S2 grâce à l'analyse des images SAR. Les glissements représentés ne sont pas à l'échelle (Schéma adapté pour la zone d'étude, d'après Prior et al., 1982).

Laberg et Vorren (2000) proposent deux hypothèses afin d'expliquer le phénomène de désintégration initiale des sédiments et donc l'apparition de blocs basculés. La déformation peut

apparaître par régression de la loupe d'arrachement (**figure III-80a**) ou par l'initiation d'une déformation basale lors de l'existence d'un niveau fragile (**figure III-80b**). Une lithologie non homogène, à couches stratifiées induit probablement la déformation basale, tandis que la déformation par régression apparaît dans des sédiments homogènes (Laberg et Vorren, 2000).

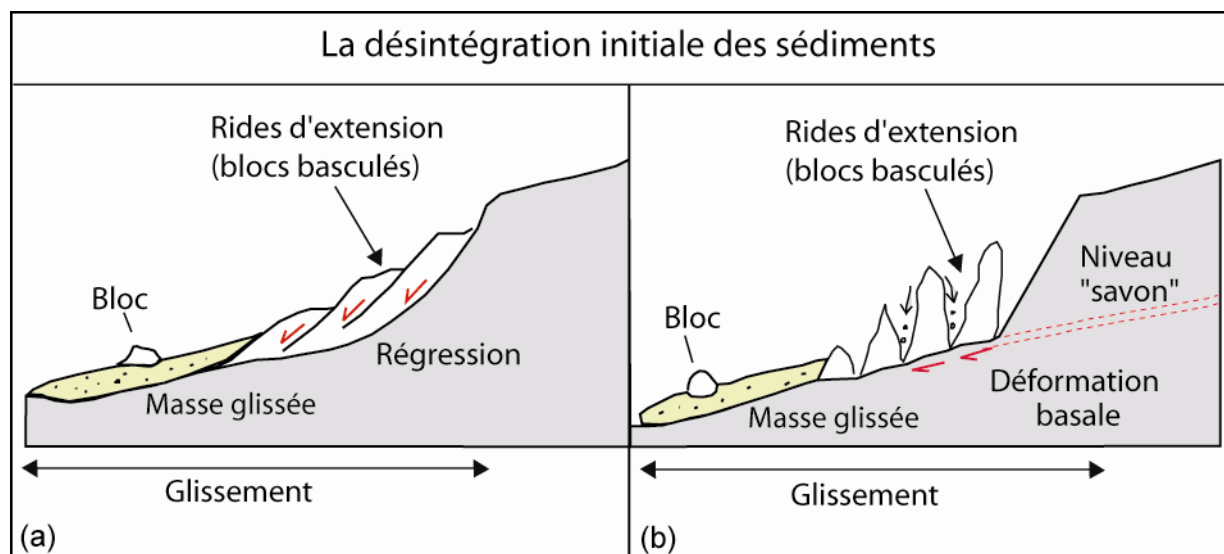


Figure III-80 : Modèle de la désintégration initiale des sédiments montrant l'apparition de rides d'extension (traduit d'après Laberg et Vorren, 2000).

Le premier glissement illustré grâce au profil SAR 27 (**figure III-75**) nous a permis de mettre en évidence la présence d'un faciès sismique transparent qui pourrait correspondre à l'accumulation d'une débrite en pied de pente (**figure III-76**).

Il est possible que les coulées des débris se soient transformées en courants de turbidité en érodant et englobant plus de sédiment sur leur chemin. Les deux câbles de communication qui passent dans la zone de l'escarpement S2 ont été endommagés lors du tremblement de terre de 2003 (**figure III-73**). Il est possible que ces glissements soient liés à l'événement de 2003 et donc responsables de ces ruptures de câbles.

Cette zone, l'escarpement S2, fera l'objet d'investigations supplémentaires lors de la campagne PRISME (2007). Grâce aux mesures pénétrométriques qui seront réalisées le long de la zone de glissement, nous allons pouvoir caractériser les propriétés géotechniques de sédiments en dehors du glissement, dans la zone de glissement et dans les dépôts gravitaires. Il est nécessaire de caractériser la nature du sédiment déposé en pied de pente ainsi que la nature des sédiments aux niveaux des ruptures de câbles.

3.4. Le banc de Khayr al Din

Le banc de Khayr al Din est un relief haut situé à 700 mètres de profondeur d'eau (**figure III-81**). Le banc s'étend latéralement sur environ 80 km et il a été décrit comme un bloc basculé par El Robrini (1985). L'ensemble du banc de Khayr al Din a été décrit en détail par Yelles et al. (soumis). La pente située au Nord du banc est considérée comme une zone très active, le pied de la pente étant traversé par une faille majeure de direction OE.

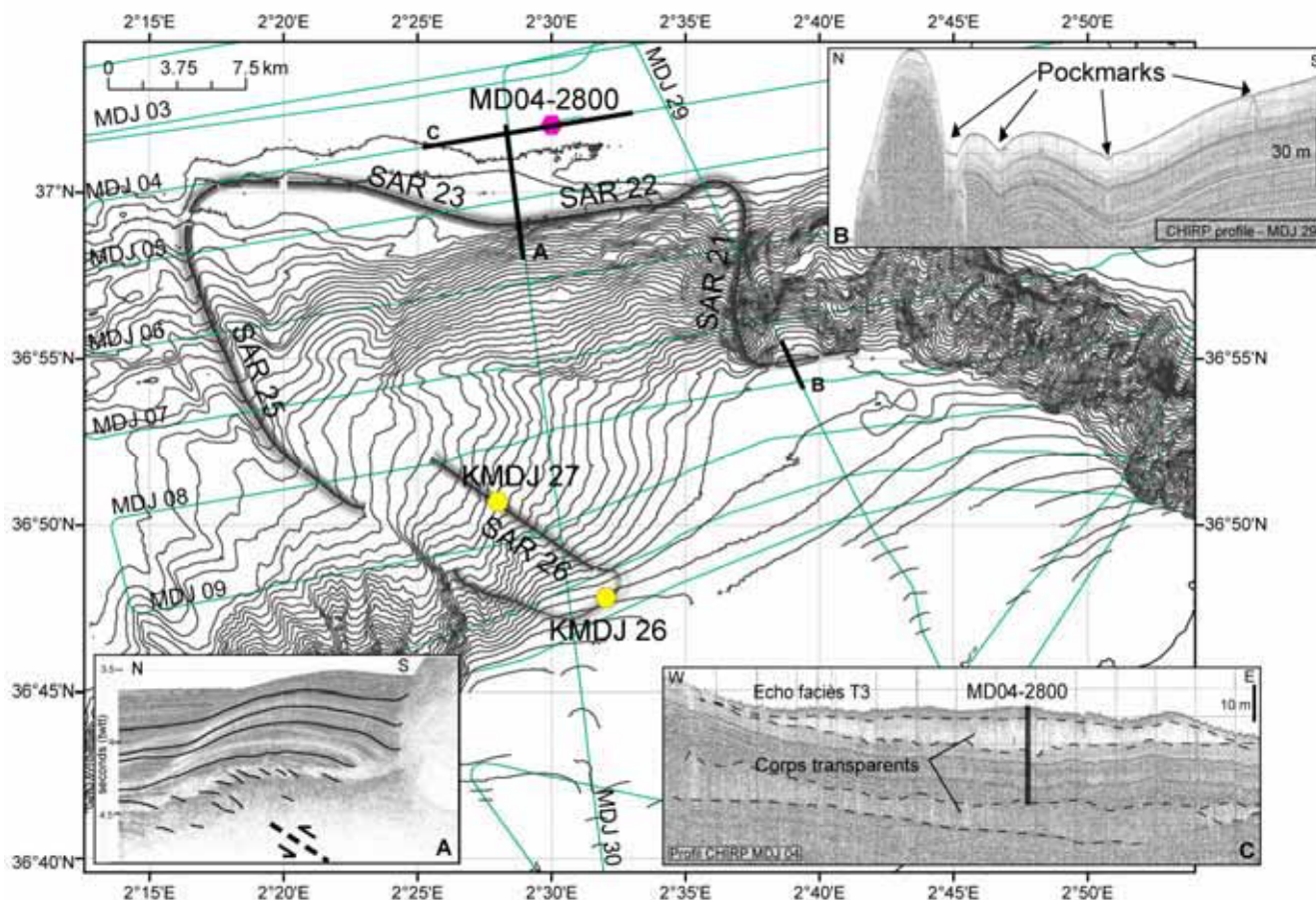


Figure III-81 : Carte bathymétrique du banc de Khayr al Din montrant la localisation des profils SAR (20 - 26) et les trois carottes sédimentaires MD04-2800, KMDJ 26 et KMDJ 27. A - profil sismique 6 traces MDJ 30 (d'après Domzig et al., 2006) ; B - profil CHIRP MDJ 29 montrant des pockmarks et le relief en rebord du Banc et C - profil CHIRP MDJ 04 montrant la localisation de la carotte MD04-2800.

Je vais tout d'abord décrire la partie Nord du banc de Khayr al Din caractérisée par une pente abrupte et très entaillée par de phénomènes gravitaires. Le profil SAR 21 a été réalisé à partir du haut du banc Khayr al Din et descend la pente continentale à travers une zone de loupes d'arrachement et thalwegs (**figure III-82a**). Nous allons voir le détail d'une zone située en haut de la pente (**figure III-82a**). Lors de l'interprétation morphologique, j'ai mis en évidence des loupes d'arrachement sur la partie Ouest du banc de Khayr al Din. Lors de campagne MARADJA 2, nous avons aussi récupéré 2 carottes sédimentaires (KMDJ 26 et KMDJ 27) et un profil SAR (SAR 26) dans cette zone. Après l'examen du banc de Khayr al Din, nous allons voir la description des sédiments accumulés dans le bassin situé en pied de pente.

Un alignement de *pockmarks* a été observé sur la bordure Nord du banc de Khayr al Din. Les *pockmarks* ont des tailles variables, pouvant atteindre 300-450 mètres de diamètre et jusqu'à 10-17 mètres de profondeur (**figure III-81B**). La bordure Nord du banc de Khayr al Din est caractérisée

par la présence d'un relief juste à l'aval des *pockmarks* (**figure III-81B**). On suppose que l'apparition de *pockmarks* en bordure est liée à la présence de failles qui sont les chemins préférentiels pour la circulation des fluides. La genèse de *pockmarks* ne sera pas discutée dans le manuscrit car ce sujet est développé par F. Djadid de l'Université d'Alger (Algérie) et nous sommes plutôt intéressés par le rôle que les *pockmarks* ont pu jouer dans l'initiation des glissements sur la pente.

A l'aval de la zone de *pockmarks*, la pente est affectée par de nombreux glissements, qui semblent emboîtés les uns dans les autres (**figure III-82**). L'interprétation de l'imagerie EM 300 a permis d'observer des loupes d'arrachement et des couloirs rectilignes à haute réflectivité, que nous avons associés aux thalwegs (**figure III-82b**). Le pied de pente est aussi caractérisé par des zones à haute réflectivité (zones sombres, **figure III-82a** et zones grisées **figure III-82b**), qui correspondent à la présence de sédiments grossiers.

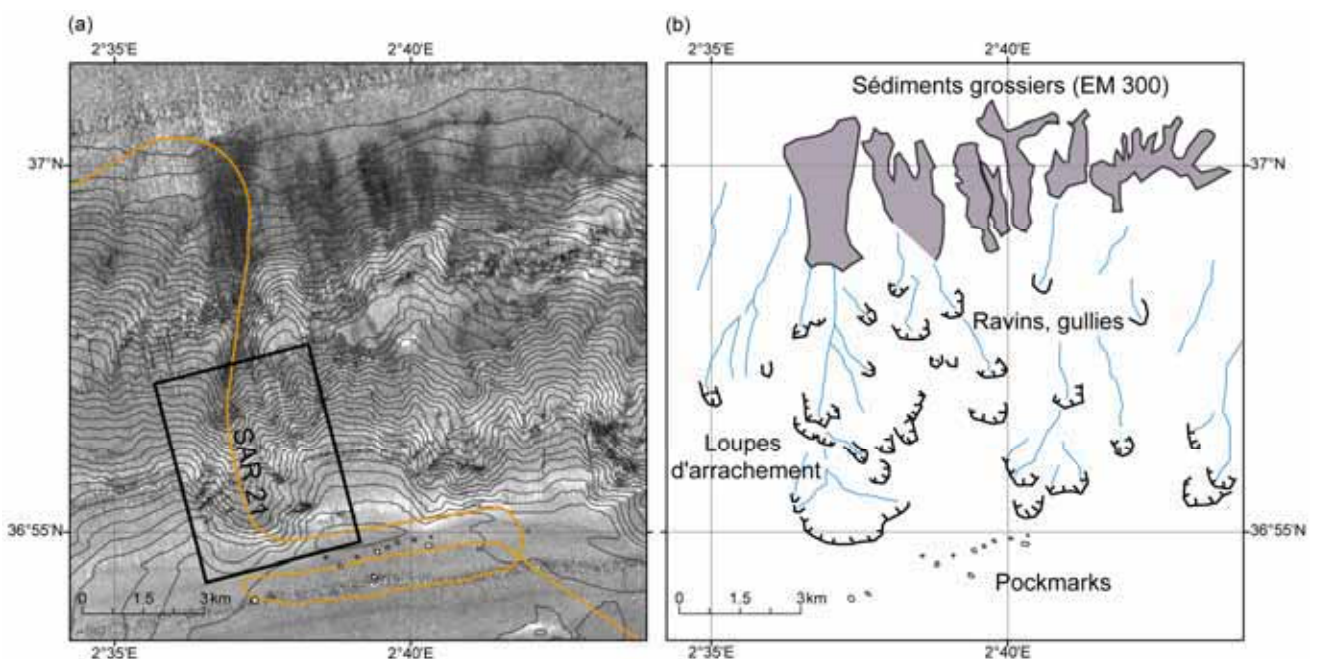


Figure III-82 : Zoom dans la zone nord du banc de Khayr al Din avec (a) imagerie et bathymétrie de la zone et localisation du profil SAR 21 et (b) interprétation de la zone montrant différentes loupes d'arrachement, des thalwegs et des dépôts grossiers en pied de pente.

La **figure III-83** présente l'image du profil SAR 21 réalisée en haut de la pente continentale au large du Banc de Khayr al Din. L'image SAR montre la présence de nombreuses ramifications qui ravinent la pente et qui créent des minis bassins de drainage (**figure III-83b**). Ces bassins de drainage semblent correspondre à des zones de glissement successives mises en évidence par des escarpements (**figure III-83b**).

J'ai réalisé un calcul du volume des sédiments manquants pour la zone délimitée par le rectangle à ligne continue sur la **figure III-82a**. Pour ce calcul, j'ai fait l'hypothèse de l'existence d'une surface plus ou moins plane correspondant à la bathymétrie avant l'initiation des glissements. Le volume de cette zone est estimé à $2,7 \text{ km}^3$.

L'apparition des glissements et l'initiation de zones de drainage peuvent donc être influencées 1) par la présence des *pockmarks* en haut de la pente, 2) par incision axiale due au drainage et 3) par le jeu des failles au niveau de la pente.

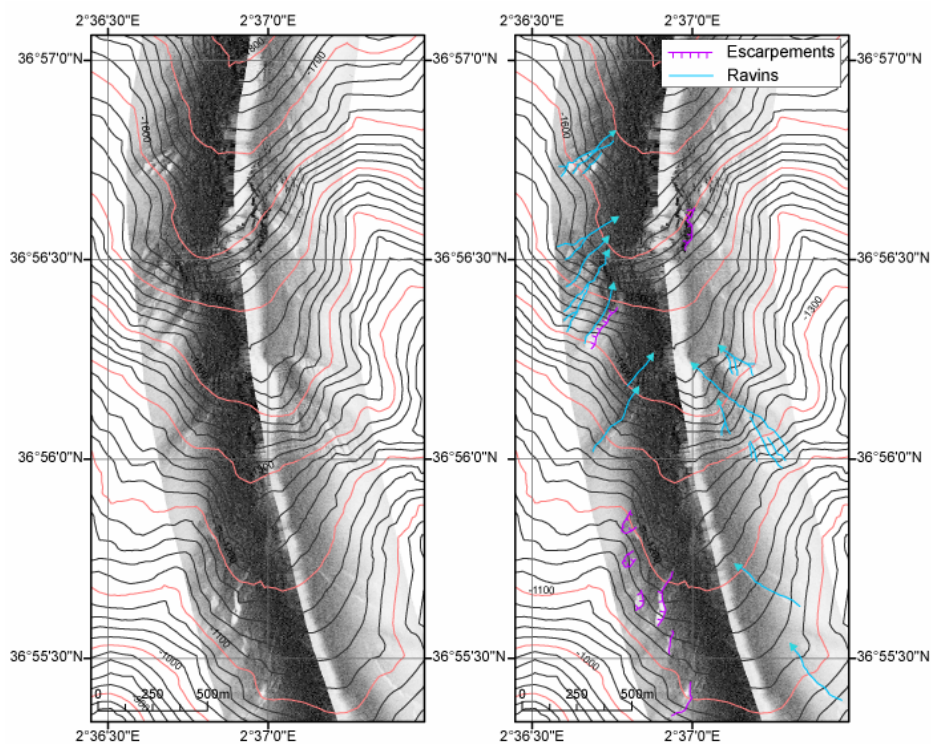


Figure III-83 : Image SAR 21 montrant la partie haute de la pente continentale au large du Banc de Khayr al Din avec (a) image SAR brute et (b) image SAR interprétée.

La **figure III-84** présente un zoom de la partie Ouest du banc de Khayr al Din montrant la déstabilisation de la pente. Plusieurs loupes d'arrachement sont visibles sur l'image bathymétrique et c'est pour cela que l'on a collecté deux carottes sédimentaires et des profils SAR dans la zone.

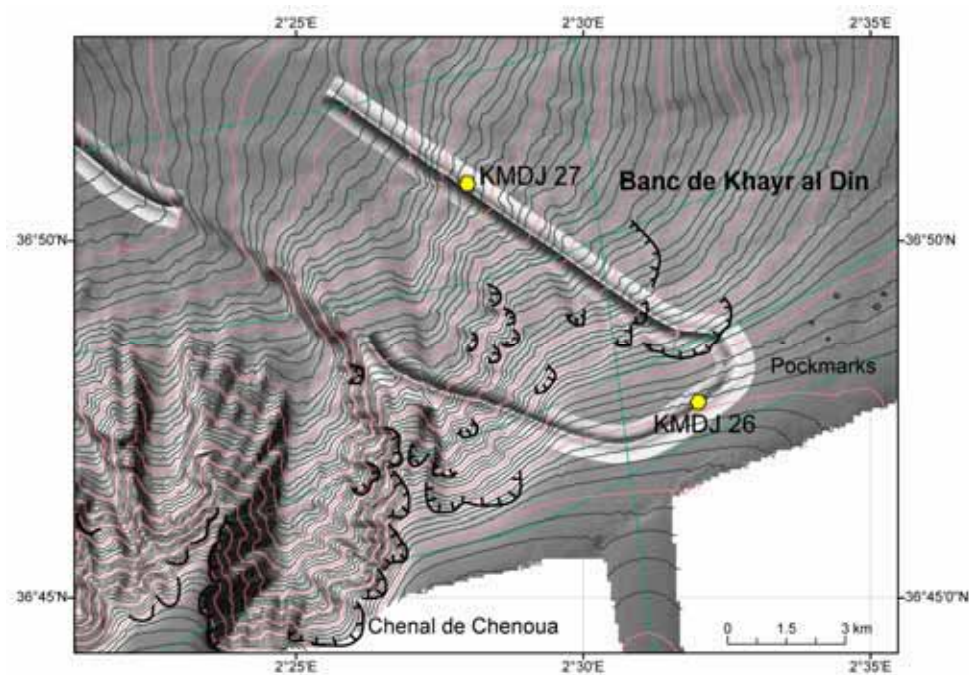


Figure III-84 : Carte bathymétrique de la partie Ouest du banc de Khayr al Din montrant la déstabilisation de la pente et la localisation des carottes KMDJ 26 et KMDJ 27 ainsi que du profil SAR 26.

Les loupes d'arrachement observées sur la carte bathymétrique sont aussi visibles sur le profil SAR 26. Les loupes ont une hauteur comprise entre 10 et 15 mètres. Les structures de déformation liées aux glissements ne sont pas visibles sur le profil SAR ou le profil 3,5 kHz associé. Des *pockmarks* sont observés à l'amont de la première loupe d'arrachement observée sur le profil SAR 26 (**figure III-84**).

La carotte KMDJ 26 a été récupérée à l'amont des glissements afin de caractériser les sédiments "en place". La description sédimentologique de la carotte nous a permis d'observer plusieurs couches sableuses (**figure III-85a**). Les mesures granulométriques montrent la nature grossière du sédiment, qui contient environ 40 % de fraction silteuse pour l'ensemble de la carotte (**figure III-85b**). Les couches sableuses sont caractérisées par une fraction grossière très importante (**figure III-85b**).

Les mesures du poids volumique (**figure III-85c**) ainsi que des V_p (**figure III-85d**) montrent une augmentation linéaire avec la profondeur jusqu'à 2,1 mètres de profondeur et une allure quasi-constante en dessous de cette profondeur et jusqu'à la base de la carotte. La cohésion non drainée mesurée sur la carotte augmente avec la profondeur, de 3,5 kPa en surface à 24 kPa à la base de la carotte (5,6 m).

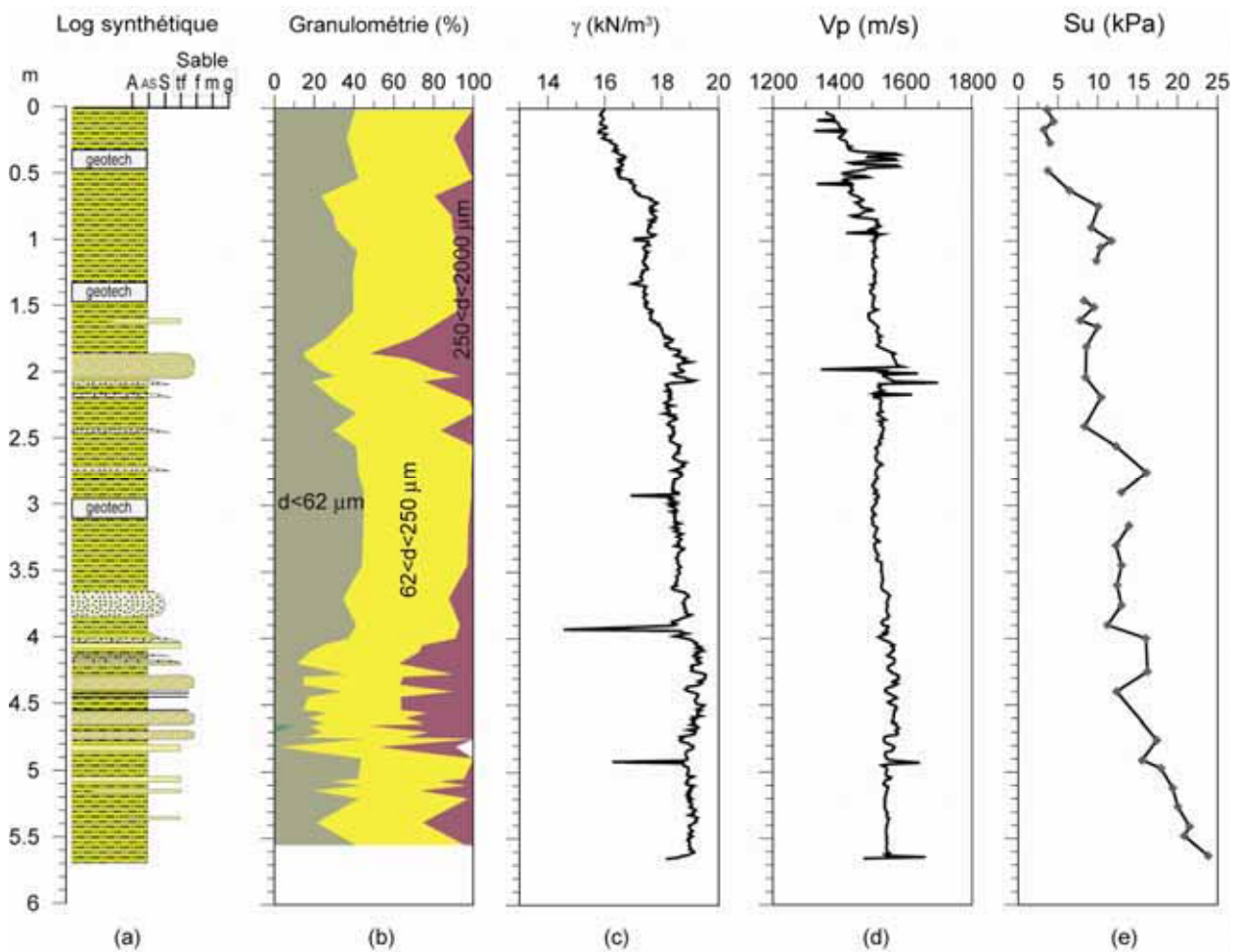


Figure III-85 : Carotte KMDJ 26 avec (a) log synthétique, (b) mesures granulométriques (%), (c) poids volumique (kN/m^3), (d) vitesses V_p (m/s) et (e) cohésion non drainée (kPa).

La carotte KMDJ 27 a été réalisée dans le but de collecter du sédiment à l'aval d'un glissement. Cependant, seule la sédimentation pélagique a été prélevée et donc elle ne sera pas présentée pour ce travail.

Le contexte de cette zone située à l'Ouest du banc de Khayr al Din semble similaire à celui de la zone précédemment décrite (bordure Nord, **figure III-82**) ; des glissements s'initient sur la pente à l'aval des zones à *pockmarks*. La **figure III-86** présente un bloc diagramme du haut de la pente montrant la présence de *pockmarks* associés probablement à une faille qui crée en même temps le relief en bordure du banc. Le glissement majeur s'initie en haut de la pente et on remarque la présence de *pockmarks* derrière la loupe d'arrachement (**figure III-86**). L'analyse des carottes sédimentaires prélevées dans la zone de *pockmarks* va nous donner des informations sur les sédiments "en place", non glissés.

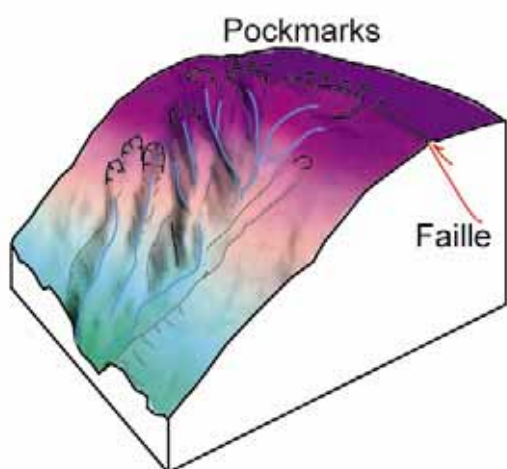


Figure III-86 : Bloc diagramme montrant la présence de pockmarks et l'initiation des glissements en haut de la pente au Nord du banc de Khayr al Din.

L'analyse de la carotte KMDJ 26 a permis d'observer la présence de couches sableuses. Ces niveaux sableux sont très importants dans l'étude de stabilité de la pente, car sous des charges cycliques les grains d'un sédiment grenu (silt, sable) se densifient et prennent moins de place. Une surpression interstitielle peut apparaître quand la durée du séisme est courte et quand il n'y a pas de drainage. En plus de la surpression interstitielle, une diminution voire même une annulation de la contrainte effective se produit, en induisant des déformations sédimentaires et la liquéfaction des sédiments.

Les données bathymétriques ont permis d'observer un bourrelet longeant le pied de pente (**figure III-81**). Grâce à l'analyse des profils de sismique-réflexion, Domzig et al. (2006) mettent en évidence la présence d'une faille importante en pied de pente au large du banc de Khayr al Din (A sur la **figure III-81**). La faille n'est pas visible sur le profil sismique MDJ 30 (A - **figure III-81**), elle a été mise en évidence par rapport à la forme des réflecteurs sismiques. Cependant, le bourrelet longeant le pied de pente peut représenter l'empreinte de cette faille dans la morphologie de la zone.

Dans le bassin situé au pied de la pente une zone caractérisée par la présence de corps lenticulaires transparents avait été mise en évidence lors de la mission MARADJA 2003, sur la base de profils CHIRP (MDJ 03, MDJ 04, MDJ 29 et MDJ 31).

La carotte MD04-2800

La carotte MD04-2800 a été réalisée lors de la mission PRISMA afin de caractériser l'importante structure transparente de forme lenticulaire mise en évidence sur le profil CHIRP MDJ 04 (C sur la **figure III-81**). La carotte MD04-2800 mesure 27,27 mètres de long et a été prélevée par 2756 mètres de profondeur d'eau. La **figure III-87a** présente le log lithologique de la carotte MD04-2800.

La carotte se caractérise par la présence d'une argile homogène, beige à foraminifères en surface (entre le sommet et 1,35 m de profondeur) suivi par une alternance des niveaux fins de silt et sable avec un dépôt argilo-silteux. A partir de 7,6 m de profondeur on remarque la présence d'un dépôt contenant des galets mous, des lamines d'argile déformées, débris coquilliers et de la matière organique. Ce dépôt s'étend jusqu'à 16,6 m de profondeur et il a été associé à un dépôt gravitaire de type *slump*. L'épaisseur du *slump* correspond au faciès transparent observé sur le profil CHIRP MDJ 04 (C sur la **figure III-81**). En-dessous du *slump*, on remarque la présence de nombreuses couches sableuses à épaisseur millimétrique à centimétrique (**figure III-87a**).

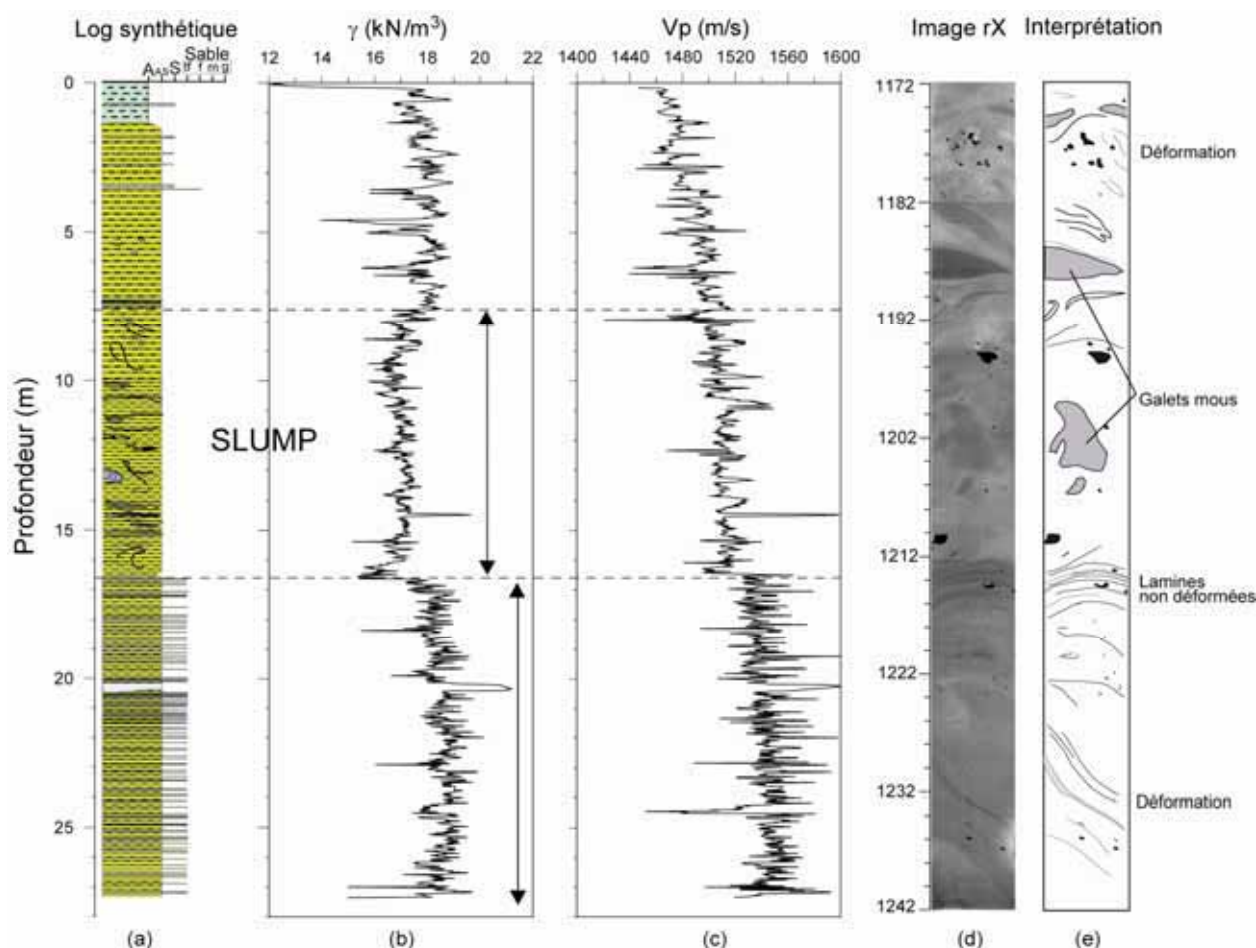


Figure III-87 : Carotte MD04-2800 avec (a) log synthétique, (b) mesures du poids volumique (kN/m^3), (c) mesures Vp (m/s), (d) image rX de l'intervalle 11,72-12,42 m de profondeur et (e) interprétation de l'image rX.

La **figure III-87b** présente les mesures du poids volumique réalisées sur la carotte. Le *slump* se caractérise par des valeurs inférieures par rapport au sédiment adjacent, ce qui implique un état de

sous-consédimentation dû au remaniement au cours du transport. Les valeurs de V_p augmentent linéairement avec la profondeur jusqu'à la base du *slump*, aucun changement n'est visible au niveau du *slump* (**figure III-87c**). En dessous de 17,6 m de profondeur, les valeurs deviennent plus importantes en raison de la présence des niveaux sableux.

La **figure III-87d** et **figure III-87e** présente l'image rX et son interprétation, de l'intervalle de la carotte compris entre 11,72 et 12,42 m de profondeur, afin de montrer les types de structures de déformation qui ont permis de définir le dépôt de 7,6 à 17,6 comme étant un *slump*.

Une seule datation a été réalisée sur le sédiment de la carotte MD04-2800, entre 120 et 122 cm de profondeur (**tableau III-17**). A partir de cette mesure, nous estimons un taux d'accumulation de 13,63 cm/100 ans. En considérant un taux de sédimentation constant au dessous de 1,22 m de profondeur, on peut donc définir un âge de 5775 BP à 7,6 m de profondeur, ce qui pourra représenter l'âge de dépôt du *slump*.

Carotte	Prof. (cm)	Matériel daté	^{14}C âge moyen (BP)	Lab erreur \pm (BP)	Calibration (cal. BP)	Données calibration	Age moyen (cal. BP)
MD04-2800	120-122	Globigérines bulloides et Orbulina	1335	30	839 - 921	Reimer et al. (2004)	880

Tableau III-17 : Résultat de la datation C14 réalisée sur la carotte MD04-2800 (Age réservoir -400 ans).

La sismicité de la zone semble être assez importante. En 1989, un séisme de magnitude 6,1 a été enregistré à proximité de la ville de Tipaza (Meghraoui, 1996). D'autres séismes historiques ont eu lieu dans la zone en 1735, 1756, 1802 et 1847 (Meghraoui, 1996). D'un point de vue instabilité gravitaire, la zone semble très affectée par de glissements récents sur les pentes qui délimitent le banc de Khayr al Din. La présence sur les profils CHIRP des corps transparents enfouis, au pied de pente, montre des déstabilisations gravitaires importantes dans le passé. Avant les travaux de Domzig et al. (2006) et Yelles et al. (soumis) aucune faille n'était connue en domaine marin. Il reste donc un gros travail à faire afin d'évaluer le risque sismique dans cette zone.

Chapitre 4 : Evaluation de la stabilité d'une pente (exemple de l'escarpement S1).

Ce chapitre concerne une étude d'évaluation du potentiel de liquéfaction et de la stabilité des sédiments sur la pente de l'escarpement S1. Les deux carottes sédimentaires, KMDJ 16 et MD04-2799, ont été considérées comme référence pour les sédiments non glissés, et utilisées dans le but de caractériser les propriétés physiques et mécaniques des sédiments. Plusieurs méthodes et modèles numériques ont été utilisés afin d'évaluer la stabilité de cette zone sous l'effet d'un séisme.

Ce chapitre synthétise l'article "*Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during seismic shaking: example from the Algerian margin*", qui a été soumis à *International Journal of Earth Sciences* - EURODOM Special Volume (mars 2007) (**Annexe 2**).

Grâce à l'analyse sédimentaire des carottes récupérées au niveau de l'escarpement S1, nous avons mis en évidence la présence des niveaux de silt et de sable (**figure III-59** et **figure III-65**). Les niveaux de silt et de sable représentent des sédiments susceptibles de liquéfier pendant un séisme (Ishihara, 1984). Quand un sédiment granulaire (silt, sable) est soumis à des chargements cycliques dûs aux tremblements de terre, les grains peuvent se réorienter afin d'occuper moins de place. Etant donné que la période courte de temps du chargement cyclique, le drainage de l'eau ne peut pas avoir lieu ce qui implique l'apparition d'une surpression interstitielle.

On détermine la valeur d'un séisme par rapport à la valeur du PGA (*Peak Ground Acceleration*) qui représente la valeur maximale de l'accélération horizontale que les sédiments subissent lors d'un chargement cyclique, donc lors d'un tremblement de terre. On utilise pour cette étude l'abaque d'Idriss (1985) qui permet de déterminer pour une accélération horizontale donnée, la magnitude (M) du séisme en fonction de la distance par rapport à l'épicentre (**figure III-88**).

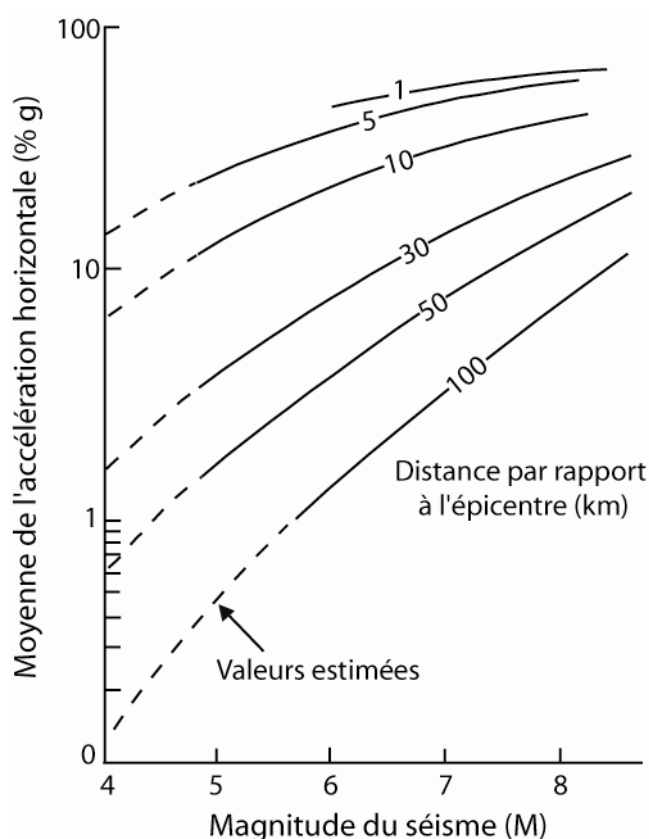


Figure III-88 : Diagramme montrant l'estimation de la valeur moyenne de l'accélération horizontale en fonction de la Magnitude (M) d'un séisme et de la distance par rapport à l'épicentre du séisme (D) (Idriss, 1985 ; repris de Torres, 1995).

Evaluation du potentiel de liquéfaction

1. Méthode empirique (Seed et al., 2001)

La méthode d'évaluation du potentiel de liquéfaction en calculant le Facteur de Sécurité de liquéfaction (FOS_L) a été décrite dans la 1^{ère} partie du manuscrit (sous-chapitre 4.1., pages 39-40) et aussi dans l'article (Annexe 2).

Nous avons évalué le potentiel de liquéfaction pour un tremblement de terre de $M = 6,8$ et pour une distance de 25 km par rapport à l'épicentre. Notre zone d'étude, escarpement S1, se situe à environ

25 km de la côte et donc de l'épicentre du séisme de Boumerdès (mai 2003).

La **figure III-89** montre le FOS_L calculé pour différentes valeurs de PGA (0,10 g ; 0,15 g ; 0,20 g et 0,25 g). Les calculs du FOS_L ont été réalisés seulement pour les profondeurs le long de la carotte MD04-2799 correspondant à des essais triaxiaux cycliques (**figure III-89a**). Pour les valeurs de PGA égales à 0,10 g et 0,15 g on observe que le FOS_L est toujours supérieur à 1 indifférent de la profondeur (**figure III-89b**). Pour un séisme caractérisé par un PGA de 0,20 g le FOS_L devient égal à 1 à 7 mètres de profondeur (**figure III-89b**). Pour un séisme plus important, qui sera caractérisé par un PGA de 0,25 g la liquéfaction pourrait être atteinte car le FOS_L est égal à 1 pour les profondeurs de 7 et 16,5 mètres (**figure III-89b**).

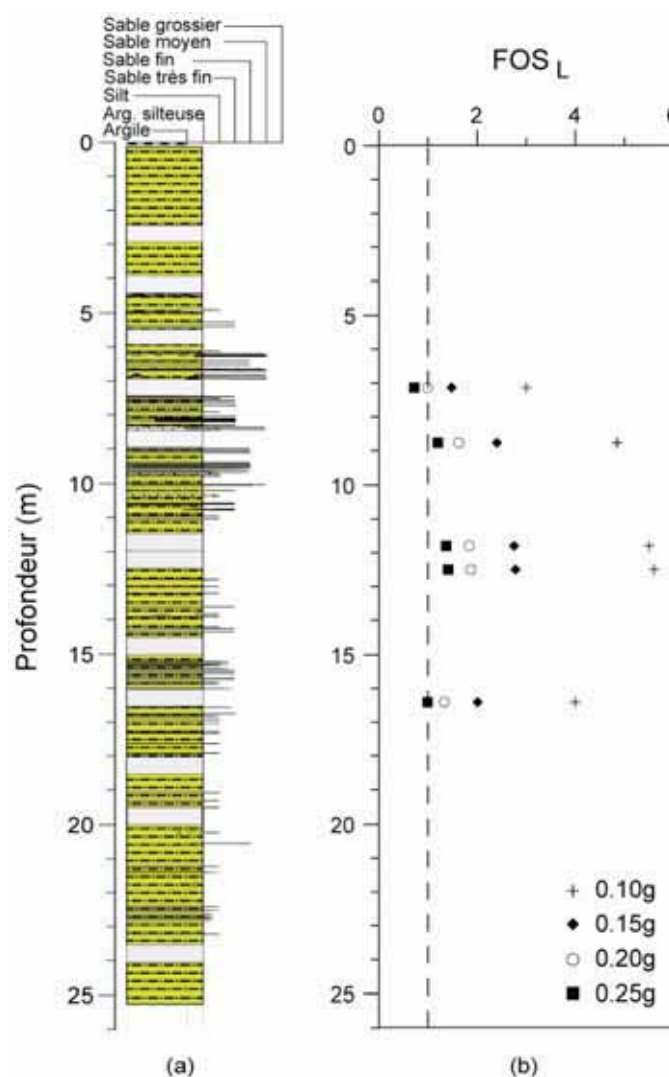


Figure III-89 : (a) Log synthétique de la carotte MD04-2799 montrant la localisation des essais triaxiaux cycliques (rectangles blancs) et (b) Diagramme FOS_L vs. Profondeur pour l'évaluation du potentiel de liquéfaction, suivant la méthode de Seed et al. (2001).

2. Cyclique 1D

Toujours dans le but d'évaluer le potentiel de liquéfaction, j'ai utilisé le programme *Cyclic 1D* (description dans la 2^{ème} partie du manuscrit, **chapitre 3** et article dans l'**Annexe 2**). Sur la base de l'analyse sédimentaire et géotechnique, j'ai créé un log synthétique comprenant 18 couches sédimentaires caractérisées par leurs propriétés géotechniques (**tableau III-18**).

Couche	Epaisseur (m)	Profondeur (m)	Lithologie	γ (kN/m ³)	Su (kPa)	ϕ' (degrès)	Perméabilité (m/s)	Vs (m/s)
1	5	5	AS	15,50	4,78	-	$5,5 \times 10^{-9}$	200*
2	0,1	5,1	Silt	15,90	-	27	10^{-7*}	185*
3	1	6,1	AS	16,50	5,70	-	6×10^{-9}	200*
4	0,9	7	Sable	17,79	-	31,5	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
5	0,5	7,5	AS	17,53	8,05	-	$7,98 \times 10^{-9}$	190
6	0,2	7,7	Silt	18	-	33	10^{-7*}	185*
7	0,3	8	AS	15,74	7,70	-	$7,98 \times 10^{-9}$	150
8	1,2	9,2	Sable	16,94	-	33	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
9	0,2	9,4	AS	17,11	10,15	-	$6,5 \times 10^{-9}$	200*
10	0,4	9,8	Sable	17,79	-	33	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
11	0,2	10	AS	17,53	10,48	-	$5,5 \times 10^{-9}$	232
12	0,2	10,2	Sable	18	-	33	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
13	0,3	10,5	Silt	16,94	-	33	10^{-7*}	185*
14	3,1	13,6	AS	17,11	12,65	-	$5,13 \times 10^{-9}$	200*
15	0,1	13,7	Sable	17,79	-	35	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
16	1,5	15,2	AS	17,53	14,34	-	$4,21 \times 10^{-9}$	244
17	0,5	15,7	Sable	18,03	6	35	$6,6 \times 10^{-5*}$	205*
18	24,3	40	AS	18,50	27,45	-	$1,61 \times 10^{-9}$	300*

Tableau III-18: Propriétés géotechniques de chaque couche utilisées pour la modélisation numérique avec le programme *Cyclic ID* ; AS - argile silteuse ; γ - poids volumique ; Su - cohésion non drainée ; ϕ' - angle de frottement interne ; Vs - vitesse des ondes de cisaillement.

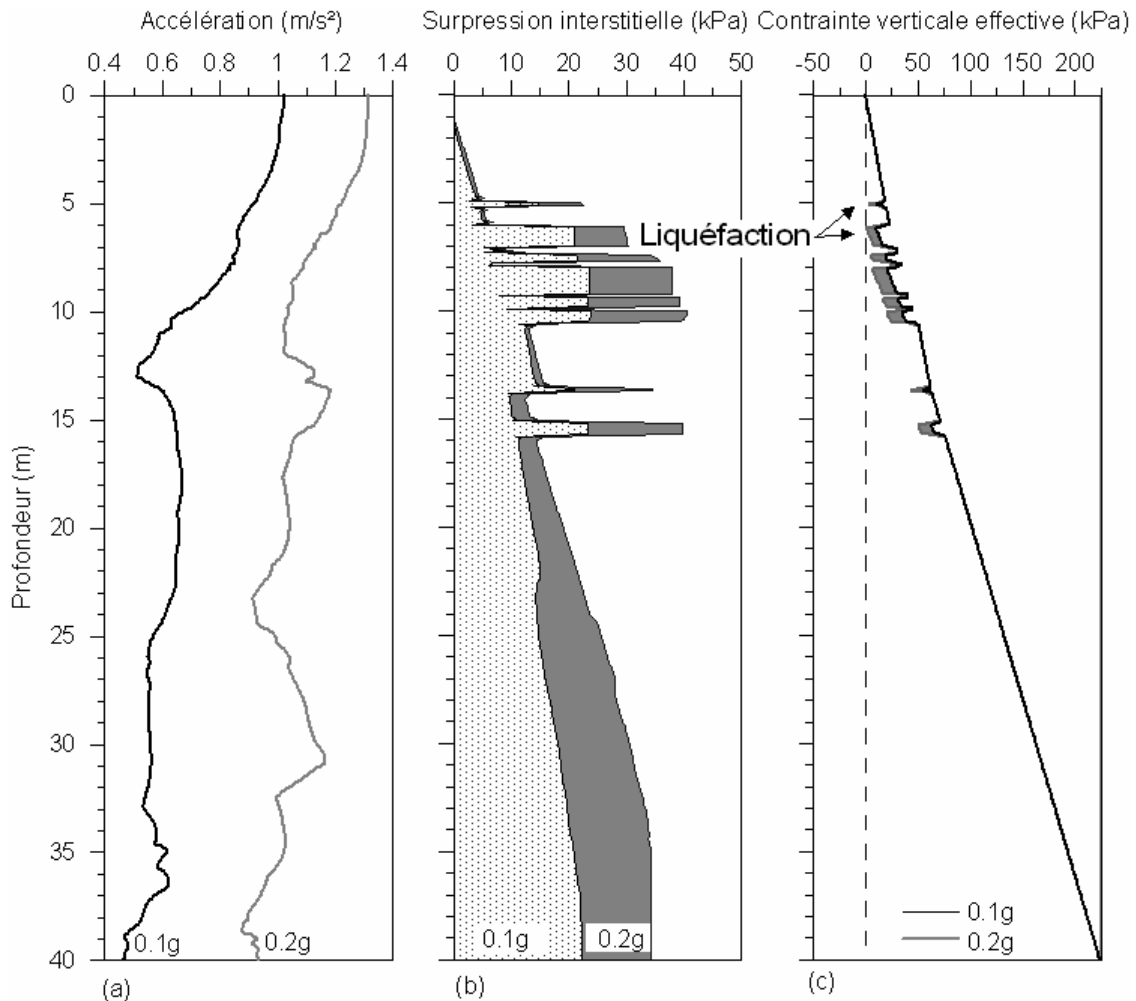


Figure III-90 : Résultats obtenus de la simulation numérique avec le programme *Cyclic ID* avec (a) l'accélération horizontale ; (b) la surpression interstitielle et (c) la contrainte verticale effective calculée pour un PGA de 0,1 g et 0,2 g.

La **figure III-90a** présente l'accélération horizontale induite par deux séismes différents caractérisés par un PGA de 0,1 g et 0,2 g. On observe que l'allure des deux courbes est similaire, avec une amplification de l'accélération vers la surface de la collone sédimentaire. Les valeurs sont quasi-constantes entre la base de la collone et 15 mètres de profondeur (**figure III-90a**).

On compare sur la **figure III-90b** les surpressions interstitielles résultées suite aux deux tremblements de terre. La surpression interstitielle augmente de manière significative aux niveaux des couches silto-sableuses. Une valeur maximale de 23,7 kPa est atteinte entre 8 et 10 mètres de profondeur pour un PGA de 0,1 g, tandis que pour un PGA de 0,2 g la valeur de la surpression interstitielle double pour la même profondeur (**figure III-90b**). Une baisse de la valeur de la contrainte verticale effective est remarquée dans les niveaux de silt et de sable (**figure III-90c**). La contrainte effective atteint la valeur zéro à 5 et 7 mètres de profondeur sous l'effet d'un séisme caractérisé par un PGA de 0,1 g (**figure III-90c**).

Suite à ces deux méthodes d'évaluation du potentiel de liquéfaction, il semble que le sédiment algérien peut liquéfier lors d'un séisme caractérisé par un PGA de 0,2 g.

Evaluation de la stabilité de la pente (*SAMU 3D*)

Des calculs numériques ont été réalisés afin d'évaluer la stabilité de la pente. La zone étudiée se situe sur l'escarpement S1, à l'Ouest de la carotte MD04-2799, est représentée la seule zone qui ne semble pas affectée par des glissements (**figure III-90a**). Nous avons créé un log synthétique à 9 couches sédimentaires caractérisées par des propriétés géotechniques (**tableau III-19**); les couches sont supposées parallèles et continues sur l'ensemble de la zone.

Couche	Epaisseur (m)	Profondeur (m)	Lithologie	γ (kN/m ³)	Su (kPa)	ϕ' (degrees)	Accélération horizontale (g)
1	5	5	AS	15,50	4,78	25*	0,099
2	0,1	5,1	Silt	15,90	-	27	0,093
3	1	6,1	AS	16,50	5,7	25*	0,089
4	1,6	7,7	Sable	17,00	-	33	0,087
5	0,3	8	AS	17,30	7,5	25*	0,085
6	2,5	10,5	Sable	17,35	-	33	0,075
7	4,7	15,2	AS	17,40	12,9	25*	0,060
8	0,5	15,7	Sable	18,03	-	35	0,066
9	24,3	40	AS	18,50	27	25*	0,060

* ϕ' estimé à partir de la lithologie

Tableau III-19 : Propriétés géotechniques des couches sédimentaires utilisées pour la modélisation numérique *SAMU 3D* avec AS - argile silteuse ; γ - poids volumique ; Su - cohésion non drainée ; ϕ' - angle de frottement interne. L'accélération horizontale est obtenue grâce à la simulation *Cyclic 1D*.

Deux scénarios différents ont été pris en compte lors de la simulation numérique. Le premier scénario considère la stabilité de la pente sous une charge statique, où seulement les propriétés géotechniques des sédiments sont prises en compte. Le deuxième scénario simule la stabilité de la pente sous une charge cyclique en considérant l'apparition d'une surpression interstitielle (condition non drainée) et l'échappement de l'eau (condition drainée). Nous prenons en compte pour le deuxième scénario la valeur de l'accélération horizontale obtenue pour chaque couche sédimentaire (**tableau III-19**).

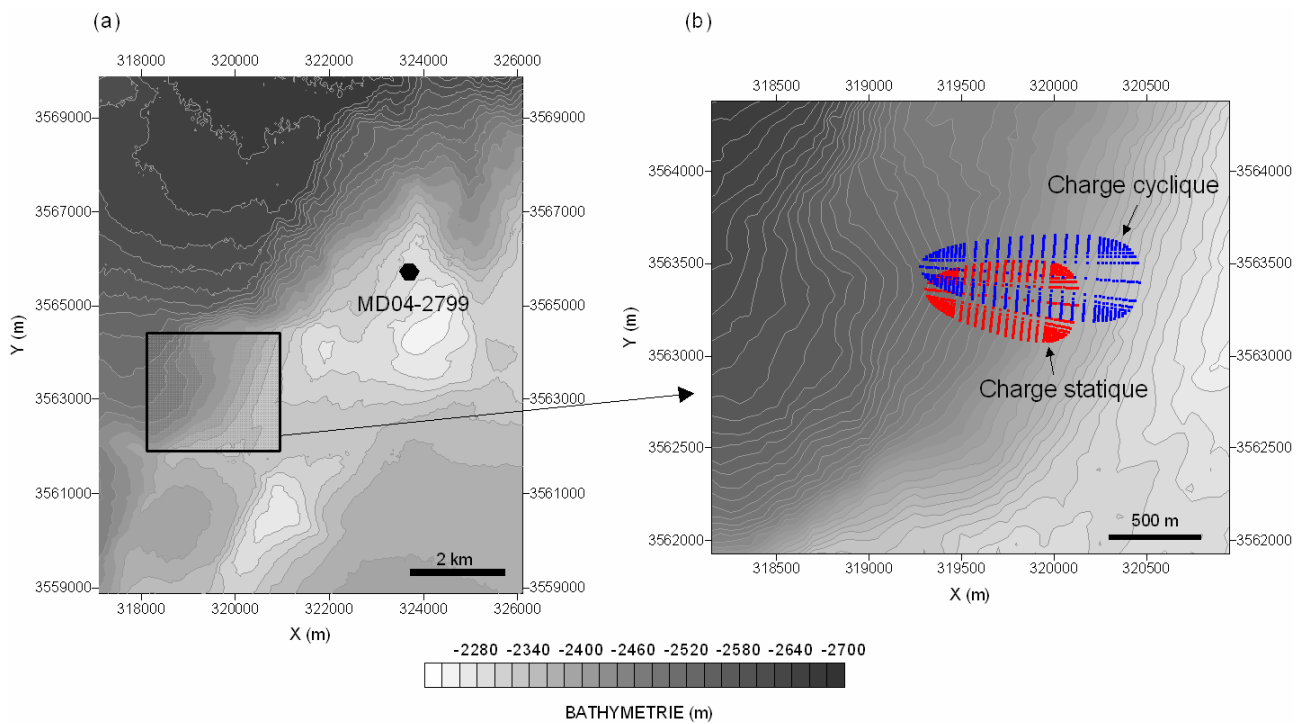


Figure III-91 : (a) Localisation de la zone d'étude située à l'ouest du site de la carotte MD04-2799 et (b) Projections sur la carte bathymétriques des surfaces de rupture les plus critiques issues de la modélisation SAMU 3D lors de l'application d'une charge statique (surface rouge) et sous une charge cyclique (surface bleu).

Stabilité de la pente sous en condition statique

La stabilité de la pente sous une charge statique a été considérée en condition drainée et en condition non drainée. Les résultats issus du calcul numérique en condition drainée montrent un FOS égal à 5,5, tandis qu'en condition non drainée le FOS est égal à 1,45. Les valeurs du FOS montrent alors que la pente est moins stable en condition non drainée, cependant le FOS reste supérieur à 1 et donc la rupture ne s'initie pas.

Nous avons projeté sur la **figure III-91b** la surface la plus critique de rupture (surface rouge) dans le cas où les conditions de rupture seraient atteintes. Cette surface mesure 0,82 km de long et 0,4 km de large. Le profil à travers l'axe de symétrie de la surface de rupture (NL sur la figure III-xxb) permet d'estimer la profondeur de la surface critique de rupture qui est d'environ 30 mètres.

Stabilité de la pente sous une charge cyclique

La stabilité de la pente sous une charge statique a été considérée en condition non drainée pour un séisme caractérisé par un PGA de 0,1 g. Les résultats des calculs montrent un FOS égal à 1,01 ce qui implique l'apparition de la rupture sous l'effet des charges cycliques induite par un tremblement de terre. La surface la plus critique de rupture est projetée dans la **figure III-91b** (surface bleue) et elle mesure 1,19 km de long et 0,43 km de large. La profondeur de la surface de rupture est de 30 mètres (**figure III-92d**).

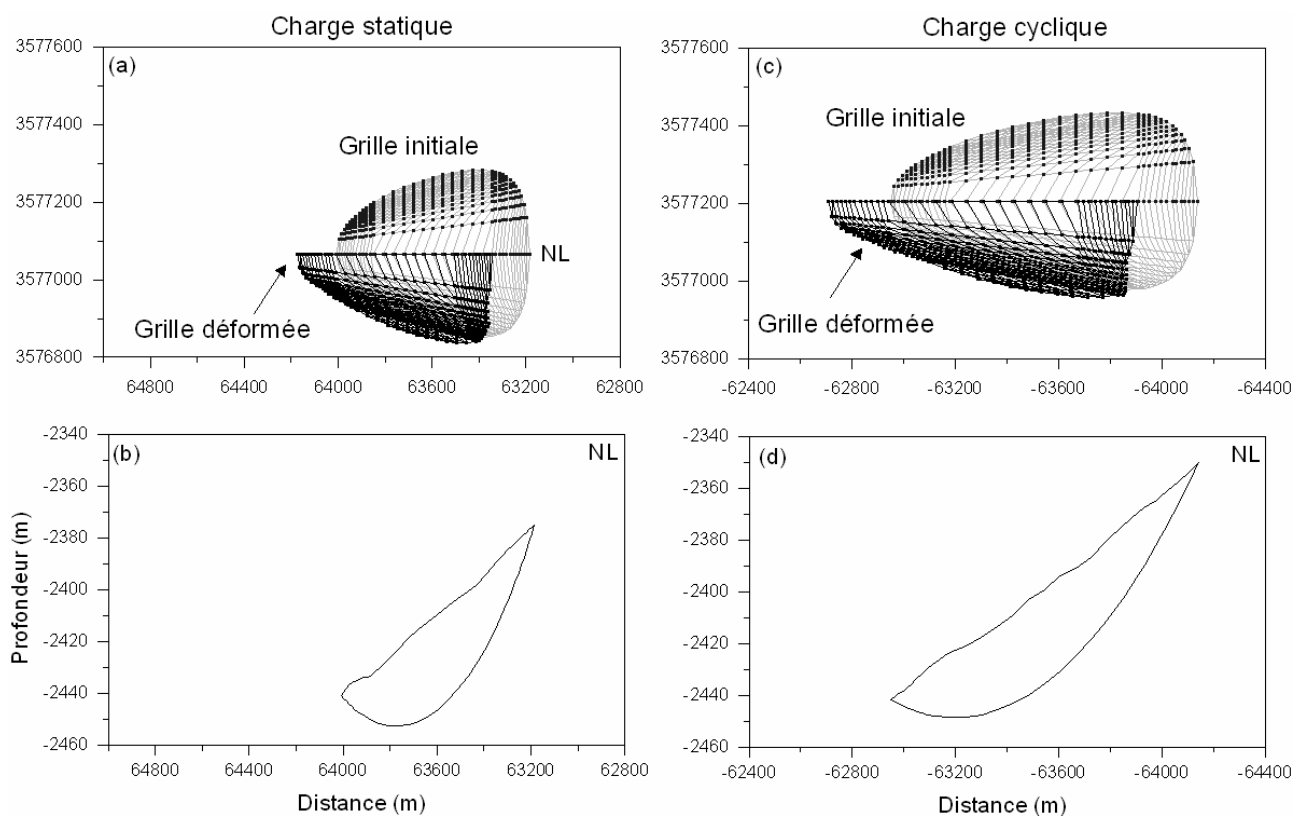


Figure 92 : Résultats issus de la modélisation SAMU 3D montrant la déformation ainsi que la profondeur de la surface critique de rupture.

Les modèles numériques ont permis de mettre en évidence l'apparition de la liquéfaction lors d'un tremblement de terre caractérisé par un PGA de 0,2 g, et aussi de caractériser un état d'instabilité pour une pente lors d'un tremblement de terre caractérisé par un PGA de 0,1 g.

Discussion

Plusieurs questions ont été avancées lors de la présentation des données. Ce chapitre sera donc une synthèse des principaux résultats issus de ce travail et on essayera de proposer des hypothèses qui répondront en partie aux questions posées.

1. Processus sédimentaires dominant la sédimentation au large d'Alger

Sur la base de l'analyse morphologique, des faciès sismiques et des carottages, nous sommes maintenant en mesure de caractériser les différents processus sédimentaires récents au large d'Alger. La sédimentation est principalement contrôlée par deux processus : (1) les processus gravitaires avec les courants de turbidité et les glissements et (2) la sédimentation hémipélagique.

- **Les courants turbiditiques** sont prédominants et actifs sur la pente continentale. L'analyse morphologique a montré la présence de trois grands systèmes de canyon : le Canyon de Dellys, le Canyon de Sébaou et le Canyon d'Alger ainsi que des nombreux thalwegs tout au long de la pente continentale. Les trois canyons sont complexes, caractérisés par de nombreux affluents et des bassins de drainage de taille significative. A l'Ouest du Canyon d'Alger, un réseau dense des thalwegs peut être observé. Les thalwegs sont espacés de 2 à 4 km, plutôt linéaires, et caractérisés par des largeurs comprises entre 1 et 2 km et des incisions axiales allant de 100 à 300 mètres. Les sédiments sont donc acheminés à travers ce réseau important et déposés dans le bassin algérien.

L'analyse des 14 carottes sédimentaires a montré la présence de séquences turbiditiques plus ou moins nombreuses, ou développées, à chaque emplacement, sauf pour la carotte KMDJ 27 située sur le banc de Khayr al Din et la carotte KMDJ 13 prélevée dans un débris flow (**tableau III-20**).

Carotte	Longueur carotte (m)	Profondeur séquences (m)	Nb approx. des séquences turbiditiques	Epaisseur maximale d'une turbidite (cm)	Epaisseur moyenne (cm)	Fréquence : Nb. turbidite/m
KMDJ 01	7,83	2,33-7,83	19	10	5,24	3,45
KMDJ 02	6,35	5,30-6,35	6	2	1,5	5,71
KMDJ 03	3,73	0-2,60	14	10	2,75	5,38
KMDJ 04	7,56	0-7,56	25	45	7,75	3,31
MD04-2798	28,68	0-28,68	130	110	7,32	4,53
MD04-2799	25,3	4,85-25,3	85	5	1,2	4,16
MD04-2800	27,27	16,42-27,27	107	5	1,5	9,86
KMDJ 12	6,02	3,48-5,62	3	3	1,8	1,4
KMDJ 13	3,18	-	-	-	-	-
KMDJ 14	6,27	0-6,27	66	20	1,75	10,53
KMDJ 15	8,61	3,11-7,15	4	25	12,25	0,99
KMDJ 16	8,67	4,3-8,67	57	5	1,88	13,04
KMDJ 26	5,7	1,62-5,40	18	10	3,88	4,76
KMDJ 27	7,54	-	-	-	-	-

Tableau III-20 : Nombre des séquences turbiditiques comptées sur chaque carotte sédimentaire.

Les carottes KMDJ 01, KMDJ 14 et KMDJ 15 situées en pied de la pente continentale au large de Dellys, présentent des séquences turbiditiques épaisses (**tableau III-20**). Cette zone est caractérisée par une activité importante des processus gravitaires. Les séquences turbiditiques sont présentes sur la carotte KMDJ 01 en dessous du débris flow mis en évidence dans les premiers 2.33 mètres. Le taux d'accumulation total calculé à partir des dates ^{14}C , est estimé à 36 cm / 1000 ans. La carotte KMDJ 14 montre la présence de nombreuses séquences turbiditiques couvertes par un dépôt de vase hémipélagique de 30 cm au sommet de la carotte. La carotte KMDJ 15 est caractérisée par

seulement 4 séquences turbiditiques, avec une épaisseur moyenne de 12 cm, mais étant donné le pistonnage de la carotte, nous ne sommes pas en mesure d'estimer exactement l'épaisseur de la couverture hémipélagique déposée au-dessus de la dernière séquence turbiditique. Les datations ^{14}C au niveau de la carotte KMDJ 14 nous renseignent sur le taux de sédimentation hémipélagique. Les deux datations réalisées dans la partie supérieure de la carotte à 3 et 30 cm de profondeur permettent d'estimer un taux d'accumulation des sédiments hémipélagiques de 17,93 cm / 1000 ans. Il faudra aussi prévoir d'effectuer des prélèvements d'interface, afin de voir s'il n'y a pas d'événement gravitaire récent.

Les carottes MD04-2799 et KMDJ 16 ont été collectées en haut de l'escarpement S1 et semblent correspondre au même contexte sédimentaire. Les deux carottes sont caractérisées par une composante argilo-silteuse, du sommet jusqu'à une profondeur de 4,3-4,8 m ; et ensuite par une alternance de séquences fines, millimétriques à centimétriques, de silt et de sable.

Il est clair, qu'un événement important a eu lieu afin que l'enregistrement de séquences turbiditiques s'arrête. Les carottes se trouvent en haut de l'escarpement S1, à 100 mètres plus haut que le bassin situé au sud et environ 400 mètres plus haut par rapport au bassin situé en pied de l'escarpement. Déverchère et al. (2005) considèrent cet escarpement comme l'expression dans la morphologie de l'activité d'une faille. Il serait intéressant de contraindre l'âge de l'arrêt de la sédimentation de séquences turbiditiques. En attendant la confirmation par les dates ^{14}C , nous pouvons avancer deux hypothèses.

La première explication de l'absence des séquences turbiditiques dans les 4 premiers mètres, sera de supposer que la tectonique de la zone a influencé le contexte sédimentaire dans la zone de ces deux carottes. L'apparition ou une réactivation importante de l'escarpement, a fait que la zone des carottes s'est retrouvée à l'écart du passage des courants (**figure III-93**).

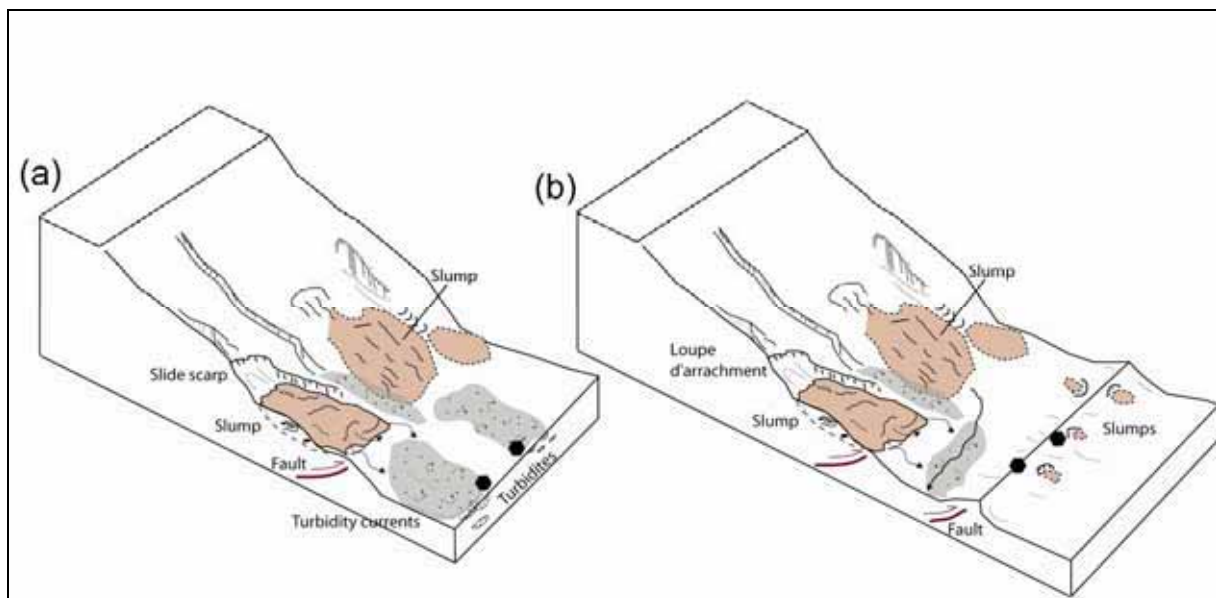


Figure III-93 : Perspective 3D expliquant l'arrêt de la sédimentation gravitaire due au soulèvement tectonique de la zone.

Pour un taux de sédimentation, moyen et constant, de 36 cm / 1000 ans, nous pouvons présumer que la dernière séquence turbiditique s'est déposée il y a 12 000-11 000 ans. Si on considère que la

dernière turbidite est synchrone avec l'apparition de l'escarpement S1 dans la morphologie, on arrive à un taux de soulèvement d'environ 2,5 cm/an.

Cette valeur estimée du taux de soulèvement est 100 fois plus importante que la valeur trouvée par Déverchère et al. (2005), calculée à partir des profils de sismique-réflexion.

Seconde hypothèse, l'absence des séquences turbiditiques pourrait être due à l'arrêt des apports sédimentaires, un possible éloignement de la source lié à la remontée du niveau marin. L'âge de du dernier enregistrement turbiditique peut correspondre à la période du dernier bas niveau marin (Younger Dryas). A cette époque, l'oued Isser était directement connecté aux thalwegs présents actuellement sur la pente continentale et il peut représenter la source des sédiments. Les âges ^{14}C au niveau des carottes MD04-2799 et KMDJ 16 montrent que la sédimentation turbiditique s'est arrêtée entre 10000 et 13000 ans (**tableau III-13**).

Les deux carottes sédimentaires, MD04-2798 et KMDJ 04, situées dans le bassin au Nord de l'escarpement S1, montrent un enregistrement important de séquences turbiditiques, 130 séquences pour la carotte MD04-2798 et 25 séquences pour KMDJ 04. L'épaisseur des séquences turbiditiques est variable pouvant atteindre 1,1 m (**tableau III-20**).

En utilisant l'analyse des minéraux lourds réalisée pour la composante sableuse dans la première séquence turbiditique enregistrée sur la carotte KMDJ 04, Pauc (comm. pers.) a montré qu'elle provenait de la pente continentale ou de l'escarpement S1, et non pas du plateau continental. Les sources des sédiments, enregistrés sur ces deux carottes, MD04-2798 et KMDJ 04, pourraient être diverses : la déstabilisation des sédiments au niveau de la pente continentale au large de Dellys et la déstabilisation des sédiments au niveau de l'escarpement S1.

La carotte KMDJ 03 a été collectée par 2341 m de profondeur, et elle est située au débouché du Canyon d'Alger et d'un thalweg descendant la pente continentale. La carotte montre 14 séquences turbiditiques fines étalées sur l'ensemble de la colonne sédimentaire échantillonnée (**tableau III-20**). La séquence turbiditique la plus épaisse se trouve entre 1,60 et 1,70 m de profondeur et elle est composée d'une base de 1 cm de sable très fin surmontée par des lamines silto-sableuses. La base de la carotte à 3,4 mètres a été datée à 9 690 ans BP (Giresse et al., soumis) ce qui indique que la carotte représente l'enregistrement sédimentaire de la zone pendant presque tout l'Holocène. Cependant, la faible fréquence des séquences turbiditiques et leur faible épaisseur peuvent indiquer un fonctionnement périodique et non pas continu d'événements turbiditiques dans la zone.

La partie Ouest de la zone d'étude, est caractérisée par des dépôts plutôt fins, d'épaisseur millimétrique et de granulométrie de silt et de sable très fin. On remarque qu'en pied de pente, les accumulations de sédiments en masse semblent interrompre la sédimentation turbiditique (voir carotte MD04-2800). Sur cette carotte, MD04-2800, seuls quatre lits silto-sableux sont enregistrés au dessus du *slump*, les autres étant enregistrés à partir de 16,42 m de profondeur (**tableau III-20**).

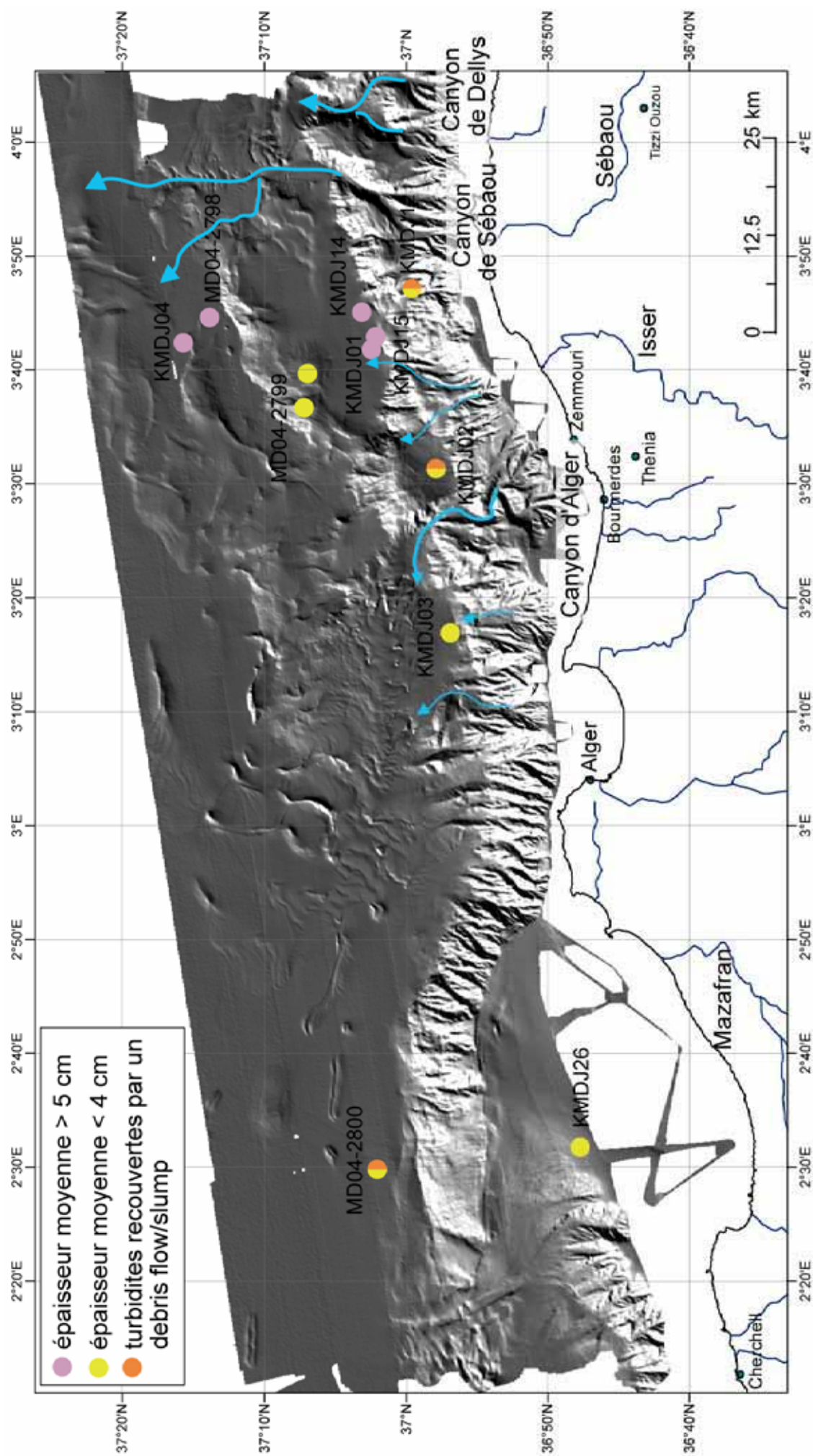


Figure III-94 : Carte bathymétrique ombrée montrant la position des carottes ayant prélevé des turbidites.

La **figure III-94** présente la position des carottes ayant enregistré des séquences turbiditiques. Sur la base des prélèvements disponibles pour ce travail, nous pouvons affirmer que la partie Est de la zone de travail semble avoir enregistré des événements turbiditiques plus importants en terme de granularité et d'épaisseur.

Les carottes situées en pied de la pente continentale, KDMJ 01, KDMJ 14, KMDJ 15, ainsi que celles situées au Nord de l'escarpement S1, MD04-2798 et KMDJ 04, ont peut-être enregistré la forte activité de l'oued Sébaou et de processus de déstabilisation au niveau de la pente continentale et de l'escarpement S1.

- **Les glissements** observés au large de la zone d'Alger ont été étudiés dans le chapitre 3 de ce mémoire, sur la base de l'analyse des cartes bathymétriques, des images sonar SAR et des carottages. Les glissements sont nombreux et localisés (1) sur les flancs des canyons et (2) sur toutes les pentes ouvertes. La **figure III-95** présente la localisation des glissements et des dépôts gravitaires mis en évidence à partir de l'analyse morphologique, de carottes sédimentaires, de profils sismiques chirp et d'images sonar.

De nombreuses études ont été menées afin de grouper et d'analyser les différents types de glissements rencontrés sur les marges continentales (Booth et al., 1993 ; Hampton et al., 1996 ; McAdoo et al., 2000 ; Hühnerbach et Masson, 2004 ; etc...). En me basant sur ces différentes approches, les glissements observés sur la marge algérienne, dans la zone située au large de la ville d'Alger, ont été inventoriés. Lors de l'analyse morphologique (chapitre 2), plusieurs glissements à proximité des canyons avaient été observés (Canyon de Sébaou, de Dellys et d'Alger). Cependant, pour cette étude statistique, seuls les glissements situés sur les pentes ouvertes ont été pris en compte.

Etude statistique des paramètres morphologiques des glissements rencontrés sur la marge algérienne, au large d'Alger

Chaque zone de glissement a été caractérisée par les paramètres suivants : profondeur de l'eau au niveau de la tête du glissement ; distance totale du sédiment glissé (entre la tête et le dépôt) ; valeur de la pente au niveau de la loupe d'arrachement, le long de la zone de glissement et au niveau de la zone de dépôt ; valeur de la pente dans les zones adjacentes, non glissées ; hauteur de la loupe d'arrachement ; surface et volume du glissement (**tableau III-21**).

25 glissements ont été répertoriés sur toute la zone d'étude et leurs paramètres sont présentés dans le **tableau III-21**. Les glissements choisis (**tableau III-21**) ont été, pour la plupart, décrits précédemment dans le manuscrit et sont localisés sur les pentes au large de la zone d'Alger de la manière suivante: un seul sur la pente continentale au large de Dellys ; 6 sur l'escarpement S1 ; 8 sur l'escarpement S2 ; 7 sur le banc de Khayr al Din, et 3 autres situés à l'Est du Canyon d'Alger. Ces glissements sont assez représentatifs de l'ensemble de la zone.

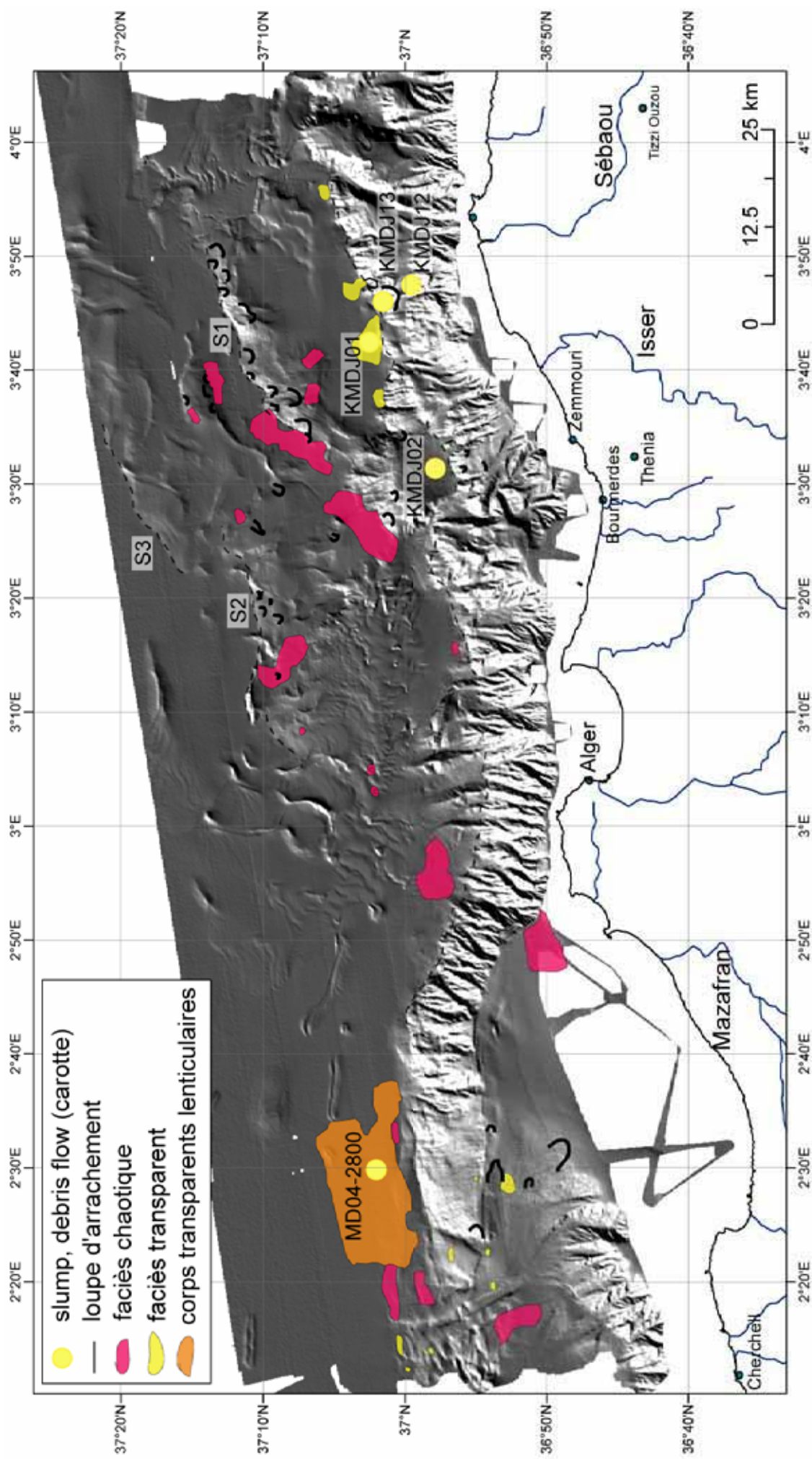


Figure III-95 : Synthèse des glissements à partir d'observations de la morphologie, de faciès sismiques, de carottes sédimentaires et de profils SAR.

Nr.	Localisation	Latitude (degrés minutes)	Longitude (degrés minutes)	Type de glissement	Prof. (m)	Distance totale (km)	Pente source (degrés)	Pente trajet (degrés)	Pente dépôt (degrés)	Pente adjacente, non glissée (degrés)	Hauteur tête (m)	Taille loupe le long de la pente (km)	Taille loupe le long de la pente (km)	Surface (km ²)	Volume (km ³)
1	pente Dellys	N37 00,31	E3 46,31	"cohesive"	1800	3,3	17,8	15,9	15,9	9,97	200	1,2	1,5	1,8	0,17138
2	escarpement S1	N37 06,55	E3 35,35	"cohesive"	2344	1,6	12,3	9,32	9,32	3,8	35	0,4	1,3	0,52	0,00889
3	escarpement S1	N37 07,36	E3 37,07	"disintegrative"	2340	1,87	5,7	3,6	3,6	3,88	45	1	0,5	0,5	0,01119
4	escarpement S1	N37 09,03	E3 36,40	"cohesive"	2542	0,96	15	7,2	6,9	6,6	30	0,6	0,64	0,384	0,00556
5	escarpement S1	N37 09,12	E3 38,14	"cohesive"	2456	0,6	11	10,21	2,5	4,42	40	0,65	0,5	0,325	0,00638
6	escarpement S1	N37 12,32	E3 46,43	"cohesive"	2450	1,02	20,7	12,4	12,4	11,6	44	0,2	0,65	0,13	0,00268
7	escarpement S1	N37 12,33	E3 46,44	"cohesive"	2558	1,15	12,7	6,64	3,7	11,6	27	0,17	0,6	0,102	0,00134
8	bassin C1	N37 00,16	E3 33,53	"disintegrative"	1888	1,35	17,85	4,97	-	8,41	60	0,3	0,56	0,168	0,00480
9	escarpement B2	N36 56,02	E3 31,35	"cohesive"	1276	1,97	17,21	14,87	8,6	13,6	20	0,14	0,27	0,0378	0,00036
10	W-S1	N37 08,43	E3 29,18	"disintegrative"	2525	1,8	6,53	3,95	-	3,93	32	0,3	0,54	0,162	0,00258
11	escarpement S2	N37 10,13	E3 20,01	"cohesive"	2673	1,23	5,26	3,66	-	4,42	60	0,24	0,5	0,12	0,00358
12	escarpement S2	N37 10,24	E3 20,38	"cohesive"	2689	0,93	7,42	5,32	1,84	4,42	13	0,18	0,23	0,0414	0,00027
13	escarpement S2	N37 10,10	E3 20,35	"disintegrative"	2568	0,6	9,14	7,12	4,83	6,86	60	0,1	0,19	0,019	0,00056
14	escarpement S2	N37 10,21	E3 19,17	"disintegrative"	2730	1,07	8,82	4,3	1,9	5,25	25	0,145	0,18	0,0261	0,00032
15	escarpement S2	N37 09,56	E3 18,58	"cohesive"	2646	1,18	8,37	6,33	3,35	4,53	18	0,5	0,3	0,15	0,00134
16	escarpement S2	N37 09,22	E3 19,10	"cohesive"	2574	0,4	6,7	3,8	3,8	4,6	11	0,083	0,33	0,02739	0,00015
17	escarpement S2	N37 09,23	E3 19,11	"cohesive"	2548	0,39	6,46	2,56	2,56	4,6	10	0,415	0,53	0,21995	0,00109
18	escarpement S2	N37 09,30	E3 18,09	"cohesive"	2573	0,53	6,19	4,18	3,67	1,05	13	0,13	0,51	0,0663	0,00043
19	Khayr al Din	N36 48,42	E2 30,44	"disintegrative"	800	5	11,05	4,92	-	5,52	35	0,16	1,25	0,2	0,00344
20	Khayr al Din	N36 50,40	E2 29,56	"disintegrative"	1025	2,35	5,67	4,63	-	4,67	7	0,065	0,4	0,026	0,00009
21	Khayr al Din	N36 50,41	E2 29,57	"cohesive"	1166	3	5,65	3,88	3,88	3,44	14	0,114	0,53	0,06042	0,00042
22	Khayr al Din	N36 50,42	E2 29,58	"cohesive"	837	0,7	11,09	5,6	1,33	5,8	14	0,015	0,85	0,01275	0,00009
23	Khayr al Din	N36 54,06	E2 28,01	"cohesive"	1320	2,28	8,4	3,98	2,05	5,46	20	0,11	1,08	0,1188	0,00118
24	Khayr al Din	N36 54,36	E2 34,33	"cohesive"	820	2,22	11,95	6,85	6,44	7,52	30	0,25	0,5	0,125	0,00183
25	Khayr al Din	N36 54,37	E2 34,34	"disintegrative"	1612	1,09	23,57	9,91	-	8,21	40	0,13	0,58	0,0754	0,00138

Tableau III-21 : Synthèse des caractéristiques des 25 glissements observés dans la zone d'étude.

Terminologie

La détermination du type de glissement à partir de la morphologie n'a pas été facile. J'ai donc choisi d'utiliser la terminologie existante dans la littérature. Le terme "cohesive slide" décrit les glissements qui présentent à proximité de la loupe d'arrachement des matériaux susceptibles de provenir du glissement (Hampton et al., 1996 ; McAdoo et al., 2000). Ce terme a été associé aux *slumps* qui ont pu être mis en évidence, le plus souvent, à partir des profils bathymétriques.

A l'opposé, le terme "disintegrative slide" correspond à des glissements qui ne présentent pas de masses glissées à proximité de la loupe d'arrachement. Ce type de glissement peut être associé à des écoulements qui ont perdu leur cohésion et évolué en débris flow et courant de turbidité (Booth et al., 1993 ; McAdoo et al., 2000).

Paramètres

Grâce aux coupes bathymétriques réalisées à partir d'un MNT au pas de 50 mètres, j'ai pu caractériser les paramètres rapportés dans le **tableau III-21**. La tête du glissement est définie comme la zone la plus escarpée de la loupe d'arrachement. La longueur et la largeur de la loupe d'arrachement déterminent la surface de glissement. Pour le calcul du volume, j'ai choisi d'utiliser la méthode proposée par McAdoo et al. (2000) (**figure III-96**), où le calcul du volume prend en compte l'épaisseur de la tête du glissement ($T = h \cos \alpha$; où h est la hauteur et α est la pente de la tête) et la surface du glissement (A). On calcule le volume du glissement suivant la formule :

$$V = \frac{1}{2} (A) (h \cos \alpha) \quad [1]$$

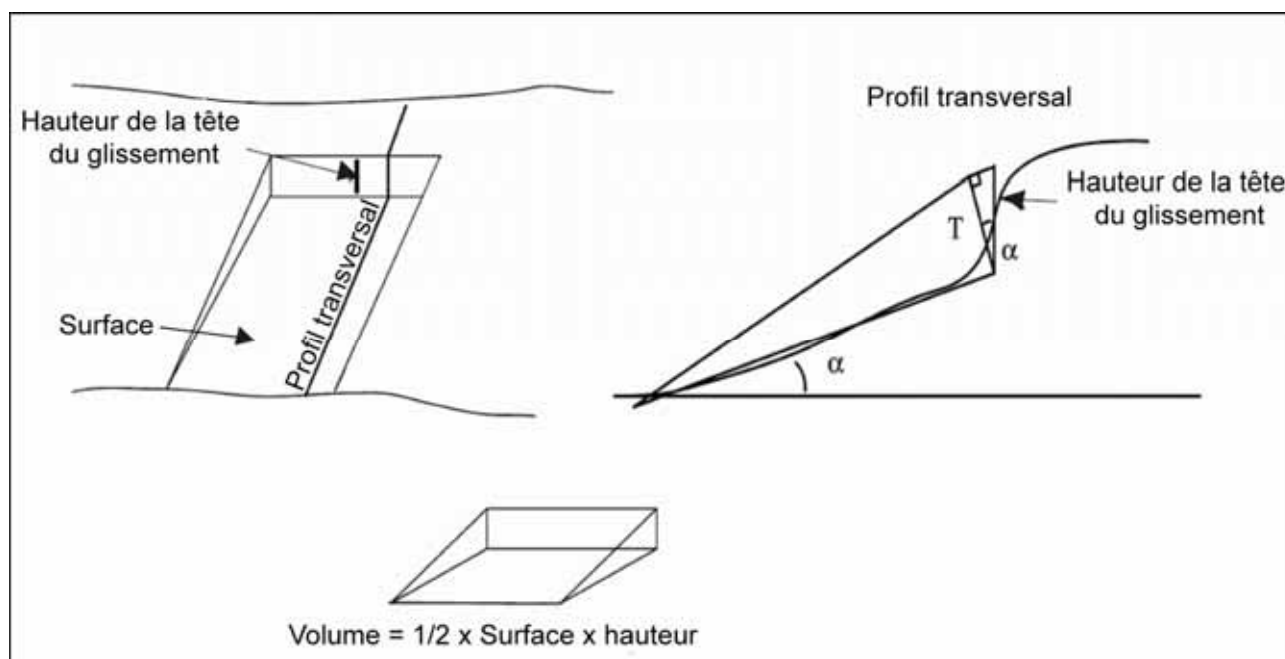


Figure III-96 : Schéma montrant la méthode de calcul du volume d'un glissement (d'après McAdoo et al., 2000).

Résultats :

- Type de glissement

Les glissements semblent s'initier à des profondeurs d'eau variables (**figure III-97a**), allant de 700 m jusqu'au 2800 m. La valeur moyenne de la profondeur se situe vers 2000 m, car la plupart des glissements ont été observés sur les escarpements profonds.

La distance totale calculée entre la tête et le dépôt montre une valeur moyenne de 1,6 km (**figure III-97b**). Les glissements ont été définis, pour la plupart, comme des glissements cohésifs, car des accumulations à proximité des loupes d'arrachement ont été observées et associées à des dépôts de type *slump*. Il semble alors tout à fait normal que les distances totales des glissements ne soient pas très significatives étant donné la cohésion importante de l'écoulement et donc la position du dépôt qui n'est pas non loin du lieu d'initiation.

- Loupes d'arrachements

La taille de la loupe d'arrachement semble aussi variée, mais les tailles restent en dessous de 1,2 km le long de la pente et 1,6 km en transversal à la pente. La majorité des glissements est caractérisée par une petite taille, moins de 0,2 km le long de la pente (16 glissements) (**figure III-97c**). Les tailles des loupes d'arrachement par rapport à la direction perpendiculaire à la pente sont comprises entre 0,4 et 0,6 km (11 glissements) (**figure III-97d**). Le plus grand glissement est celui observé au large de Dellys caractérisé par une loupe d'arrachement de 200 mètres de haut.

Les valeurs de la pente au niveau de la loupe d'arrachement sont très variables, et elles sont comprises entre 4° et 24° (**figure III-97e**). En moyenne, la pente est caractérisée par une valeur de 11°.

- Surfaces et volumes

La **figure III-97f** présente la distribution des valeurs de la surface des 25 glissements étudiés. La majorité des 20 glissements est caractérisée par des petites surfaces inférieures à 0,2 km². Le glissement situé au large de Dellys est le seul à être caractérisé par une surface plus importante, de 1,8 km². En enlevant ce glissement, on obtient une nouvelle distribution des valeurs de surface, avec une valeur moyenne de 0,15 km² (**figure III-97g**).

La représentation graphique des volumes montre la même allure que celle des surfaces ; les glissements sont caractérisés par des petits volumes compris entre 0 et 0,02 km³ pour 24 sur 25 glissements (**figure III-97h**). Seul le glissement au large de Dellys, n'entre pas dans cette fourchette des valeurs, car il est caractérisé par un volume 9 fois supérieur à la moyenne (**figure III-97h**). Si on néglige le volume du glissement de Dellys, on arrive à un volume moyen pour les 24 glissements d'environ 0,003 km³ (**figure III-97i**).

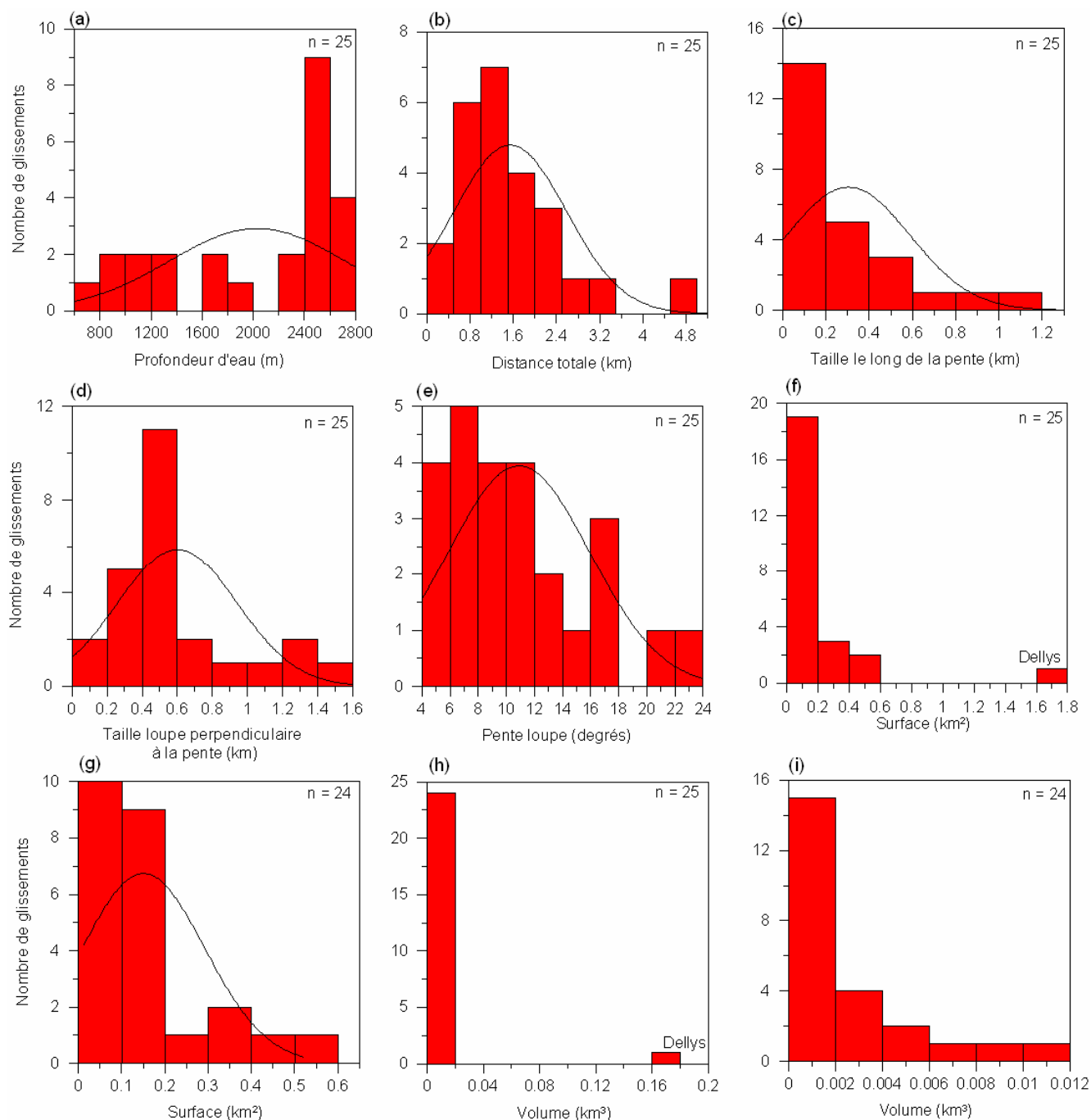


Figure III-97 : Synthèse des paramètres caractérisant les 25 glissements étudiés avec (a) la profondeur d'eau d'initiation des glissements (m) ; (b) la distance totale du glissement (km) ; (c) la taille de la loupe d'arrachement le long de la pente (km) ; (d) la taille de la loupe d'arrachement à travers la pente (km) ; (e) la pente au niveau de la loupe d'arrachement (degrés) ; (f) les surfaces des 25 glissements (km²) ; (g) les surfaces des 24 glissements (sans le glissement au large de Dellys) (km²) ; (h) les volumes des 25 glissements (km³) et (i) les volumes des 24 glissements (sans le glissement au large de Dellys) (km³).

Corrélations

La **figure III-98** présente les diagrammes de corrélation entre les paramètres issus de l'analyse morphologique. Etablir des relations entre les différents paramètres est un moyen de préciser quel est l'apport d'un paramètre ou de la combinaison de plusieurs dans l'initiation des glissements. Cependant, dans notre cas, ce n'est pas un exercice facile, car aucun paramètre ne semble imposer sa prédominance sur les autres. J'ai choisi d'enlever le glissement de Dellys de tous les diagrammes

de corrélation, car il est atypique par rapport aux glissements observés dans la zone d'étude ; les diagrammes ont donc été réalisés pour les 24 autres glissements.

Une corrélation directe peut être établie entre la pente de la loupe d'arrachement et la pente locale, non glissée (**figure III-98a**). On remarque par exemple, que pour une pente locale de 10° la pente de la loupe d'arrachement sera de 20° , on trouve alors un facteur de corrélation de 2 (**figure III-98a**). La pente de la loupe d'arrachement ne semble pas avoir une influence sur les valeurs de surface et de volume (**figure III-98b** et **figure III-98c**).

Le fait que la pente ne représente pas un facteur majeur dans l'initiation d'un glissement a été démontré par d'autres études réalisées sur d'autres marges continentales ; Hampton et al. (1996) ; Booth et al. (1993) et McAdoo et al. (2000) pour la marge américaine (au large de la Californie, du Texas, de New Jersey et de l'Oregon) par Hühnerbach et Masson (2004) pour les marges Nord-Atlantique et par Sultan et al. (2004) pour la marge Ouest Africaine.

En résumé, les glissements sur la marge algérienne se caractérisent par de petite taille (**tableau III-22**). Parmi les exemples des glissements inventoriés dans d'autres zones, nous trouvons une ressemblance entre les caractéristiques des glissements de la marge algérienne et ceux observés dans les fiords norvégiens et sur la marge est-canadienne (Hühnerbach et Masson, 2004) (**tableau III-22**).

Zone	Algérie	Fiords norvégiens/ Marge Est Canada
Longueur (km)	0,6	1,55
Largeur (km)	0,3	0,5
Surface (km ²)	0,21	0,5
Volume (km ³)	0,002	0,0425

Tableau III-22 : Valeurs moyennes des glissements décrits sur la marge algérienne et les glissements au niveau des fiords norvégiens et de la marge est-canadienne (d'après Hühnerbach et Masson, 2004).

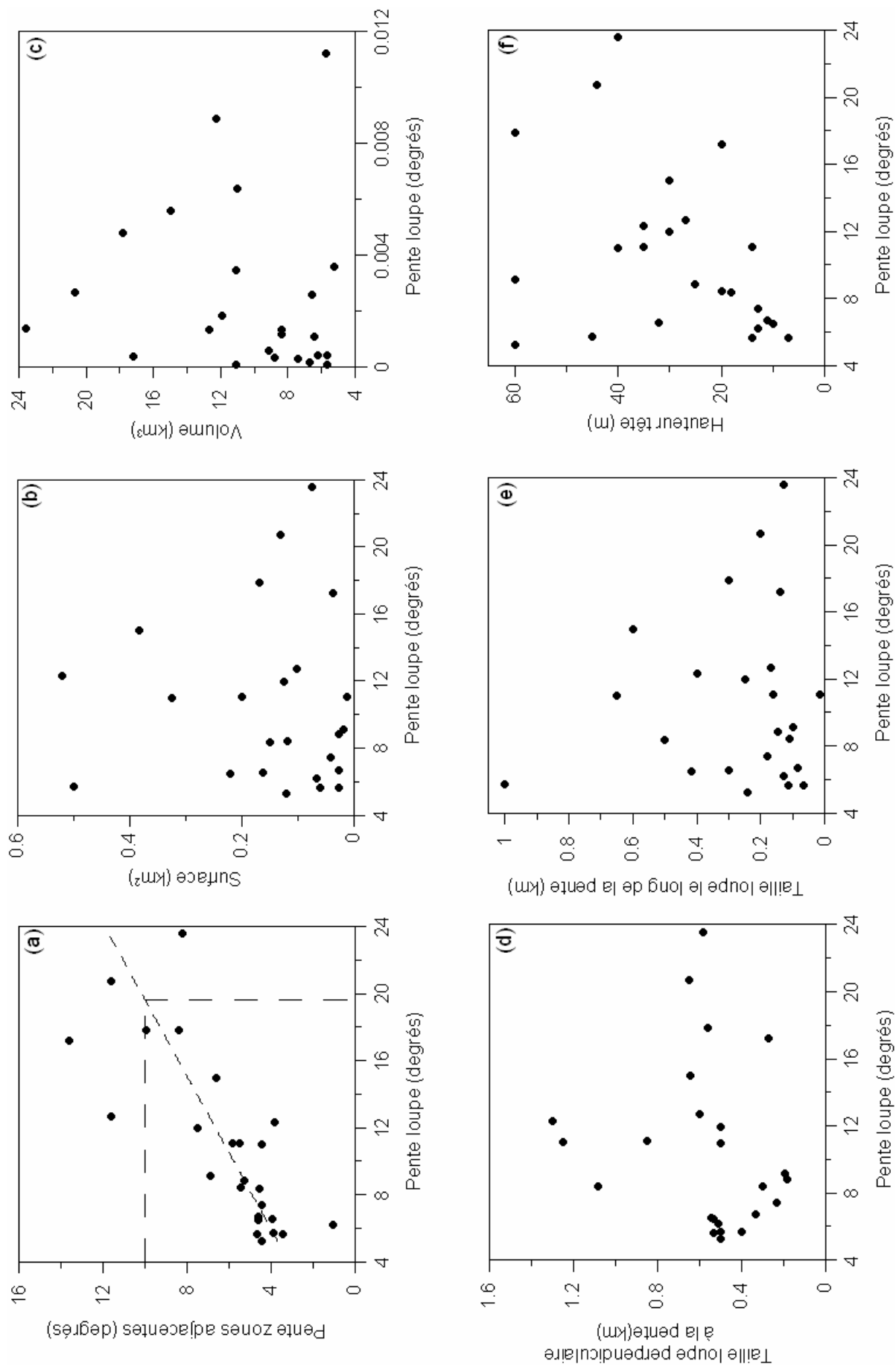


Figure III-98 : Diagrammes des différents paramètres morphologiques.

Propagation de la rupture

Le glissement décrit sur la pente continentale au large de Dellys, montre une évolution progressive d'un glissement rotationnel vers une coulée de débris par incorporation de l'eau. Le dépôt de débris flow a été échantillonné sur la carotte KMDJ 13 et il montrait une forte cohésion de la masse glissée. D'après le calcul du volume, nous avons supposé qu'une partie de la masse des sédiments issus de ce glissement s'était déposée sur forme de débrite à l'aval de la loupe d'arrachement et qu'une autre partie avait été évacuée par désagrégation progressive.

Ce type de transformation a été observé dans des endroits différents : pour le glissement de Grand Bancs en 1929 (Piper et Normark, 1982 ; Piper et al., 1988), le glissement au niveau de l'aéroport de Nice en 1979 (Gennessaux et al., 1980 ; Mulder et al., 1997), des glissements sur la marge norvégienne (Laberg et Vorren, 2000 ; Haflidason et al., 2005, etc...).

Les trois glissements étudiés au niveau de l'escarpement S2 sont caractérisés par des rides d'extension dans la partie haute de la loupe d'arrachement, avec l'apparition des blocs à l'aval. Ces types de structures sont assez communes et ont été souvent décrites dans la littérature (Prior et al., 1982 ; Lastras et al., 2006). D'après Lastras et al. (2006), les rides d'extension correspondent aux matériels qui n'ont pas été complètement désintégrés. L'apparition de ces rides d'extension a été discutée par Laberg et Vorren (2000) dans le cas du glissement de Traenadjupet (marge norvégienne), afin de savoir si elles étaient dues à la déformation par régression de la loupe d'arrachement ou par l'initiation d'une déformation basale du fait de l'existence d'un niveau fragile. Une lithologie non homogène, à couches stratifiées, induit probablement une déformation basale, tandis que la déformation par régression apparaît dans des sédiments homogènes (Laberg et Vorren, 2000). Les profils de sondeur de sédiments associés aux profils SAR 27 et SAR 28 (**figure III-75**, **figure III-77**) montrent la présence d'un faciès sismique lité dans les zones non-glissées. Ce type de faciès sismique peut être associé à l'alternance de dépôts turbiditiques et de dépôts hémipélagiques ou aux dépôts hémipélagiques. Il faudra échantillonner ce faciès afin de pouvoir confirmer l'existence de couches de sable ou de silt pouvant représenter des niveaux fragiles.

L'analyse morphologique de l'escarpement S1 montrait la présence de zones glissées formées par l'emboîtement de plusieurs glissements de petite taille. On peut donc penser que ces glissements se produisent de façon successive par propagation rétrogressive ou progressive.

La **figure III-99** montre un schéma de propagation des surfaces de ruptures, proposé par Torres (1995) pour les glissements observés au niveau de l'interfluve Grand-Rhône - Petit-Rhône. La structure en marche d'escalier peut être associée au mécanisme de propagation de la rupture de façon progressive, en descendant la pente ou de manière rétrogressive, en remontant la pente (**figure III-99**). Pour les deux cas de propagation des plans de rupture, on considère l'apparition d'un glissement translationnel qui évolue en coulée de debri, dans le sens de la pente. L'ancienneté du dépôt diffère pour les deux cas de propagation de la rupture ; le dépôt le plus récent se trouve en haut de la pente lors de la propagation par régression, tandis que pour la propagation progressive, le dépôt le plus récent se trouve en bas de la pente (**figure III-99**).

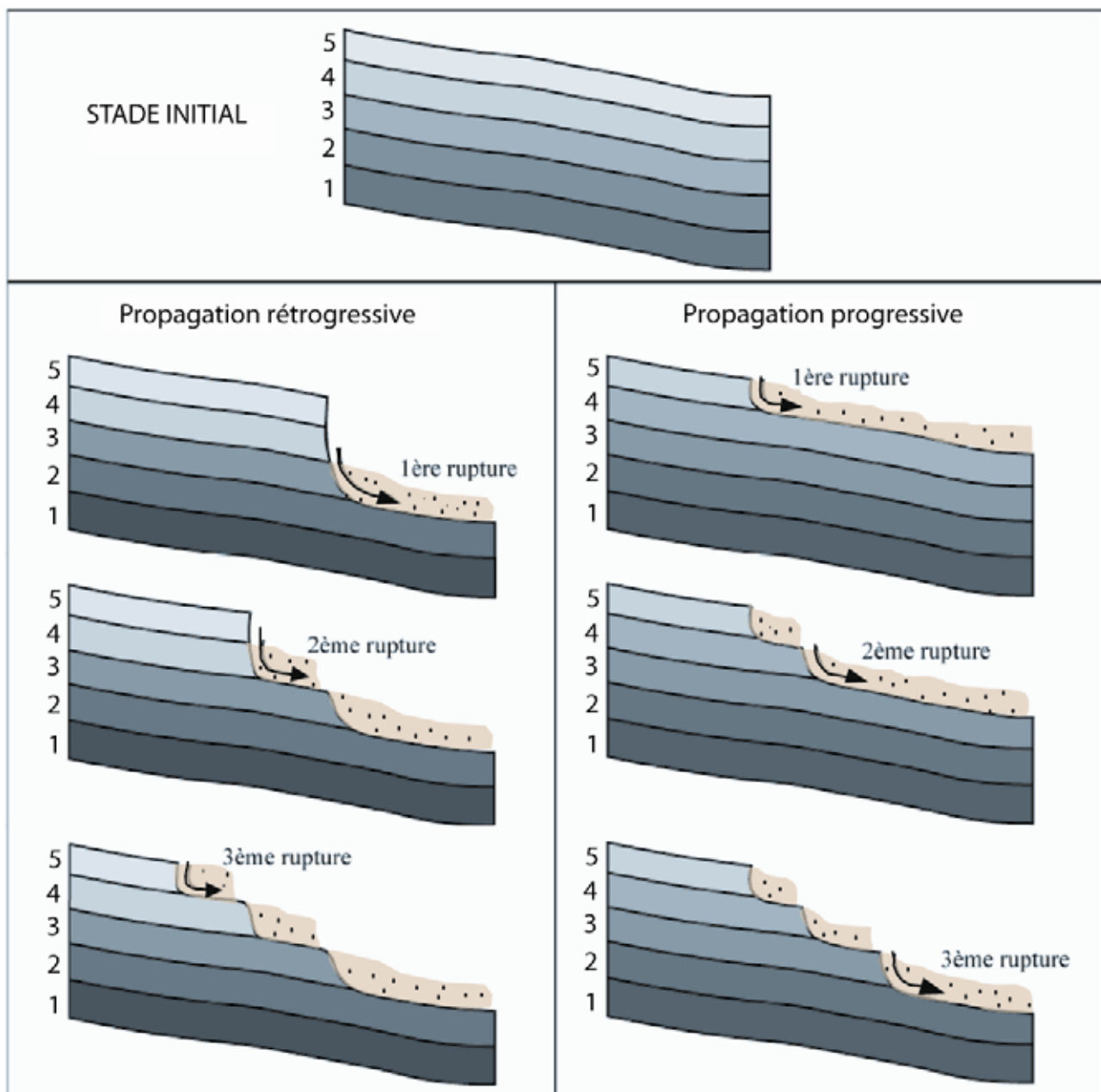


Figure III-99 : Schéma montrant la propagation des surfaces de rupture (d'après Torres, 1995 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Actuellement, avec le jeu des données dont on dispose, nous ne sommes pas en mesure d'explicitier le mode de propagation des plans de rupture. Des investigations supplémentaires sont nécessaires pour les deux zones, escarpement S1 et S2, afin de contraindre l'ancienneté des dépôts. Pour la zone de l'escarpement S1, nous avons mis en évidence la présence de niveaux de silt et sable, millimétrique à centimétrique, qui peuvent représenter des couches fragiles, aux niveaux desquelles la rupture peut s'initier. Dans le cas de l'escarpement S2, il faudra récupérer des prélèvements sédimentaires afin de contraindre la nature du sédiment non glissé. Ces deux zones seront réinvestiguées lors de la mission PRISME, et un plan de travail sera proposé lors de la présentation des perspectives de recherche.

Correlation dépôts gravitaires (*slump*, *débris-flow*) - faciès sismique

Lors de l'analyse de faciès sismiques (profil Chirp MARADJA, 2003), nous avons identifié plusieurs types de faciès pouvant indiquer la présence d'instabilités gravitaires : faciès chaotique et faciès transparent. Le faciès chaotique est caractérisé par une structure interne désorganisée, avec des réflecteurs visibles, mais discontinus. Le degré de désorganisation peut indiquer le type d'instabilité gravitaire, ainsi des structures ondulées, mais avec des réflecteurs plutôt continus, peuvent indiquer le fluage de sédiments (**figure III-100a et b**), tandis qu'une structure complètement désorganisée pourrait indiquer un dépôt de type *slump*.

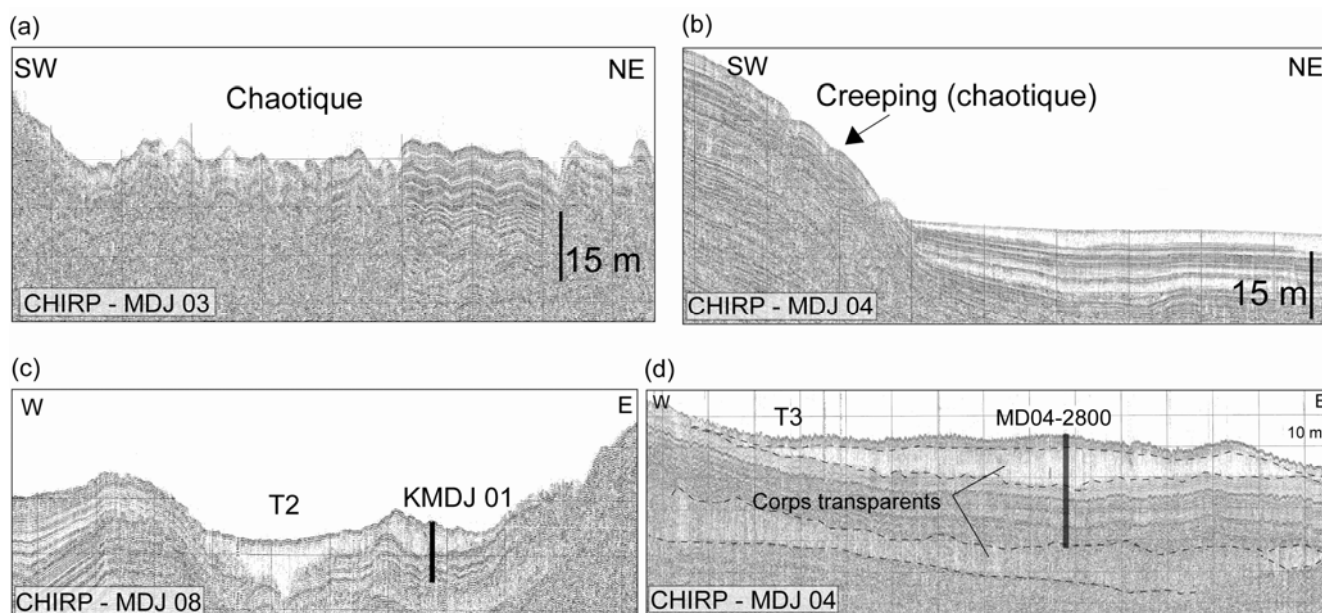


Figure III-100 : Exemples de faciès sismiques montrant des instabilités gravitaires.

Le faciès transparent T2 (**figure III-100c**), a été échantillonné sur la carotte KMDJ 01 et nous avons associé ce faciès à un dépôt gravitaire de type débrite. A l'Ouest de la zone d'étude, une zone très étendue est caractérisée par la présence de corps lenticulaires transparents (**figure III-100d**). Ce type de faciès sismique a été échantillonné grâce à la carotte MD04-2800. Le corps transparent a été associé à un dépôt gravitaire de type *slump*.

Il serait intéressant d'échantillonner tous les types de faciès sismiques que l'on a associé aux dépôts gravitaires afin de bien contraindre tous les dépôts au niveau de la zone d'étude.

Âge des glissements

- Glissements fossiles

Des mouvements en masse anciens ont été mis en évidence sur les profils CHIRP, en pied de pente du banc de Khayr al Din. Ils sont considérés comme anciens, car ils apparaissent enfouis à différentes profondeurs. Ces accumulations gravitaires s'étendent sur une surface importante, environ 150-200 km² (**figure III-101**).

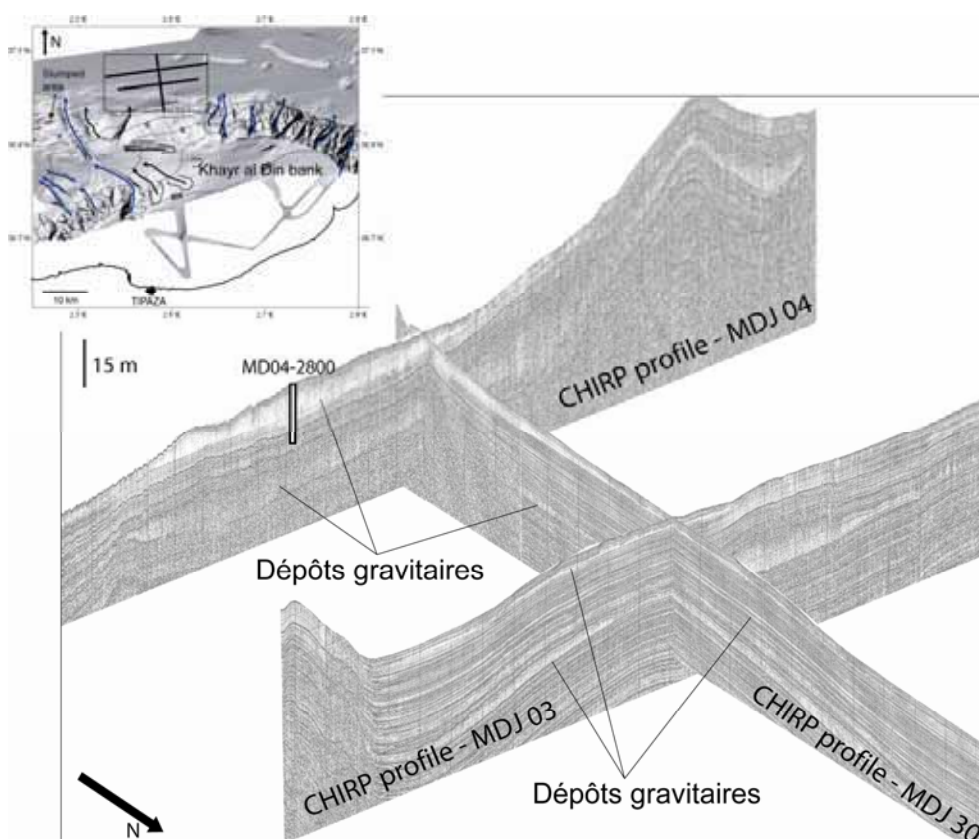


Figure III-101 : Bloc diagramme montrant la distribution des corps lenticulaires en pied de pente montrant leur récurrence au cours du temps.

On peut donc présumer que des glissements successifs se sont initiés sur la pente Nord du Banc de Khayr al Din suite à des événements récurrents dans le temps. L'acquisition d'autres carottes sédimentaires pourrait permettre de dater précisément les dépôts gravitaires et arriver par la suite à les mettre en relation avec, peut-être, des séismes historiques ayant eu lieu dans la zone (Ex : 1365, 1716).

- Glissements récents

La présence de loupes d'arrachement tout au long de la marge algérienne montre la nature active des processus gravitaires dans la zone d'étude. Nous avons cherché à savoir si parmi les zones des glissements mises en évidence il y avait des événements récents qui pourraient être liés au séisme de Boumerdès.

La plus grande zone de glissement est située sur la pente continentale au large de Dellys, et il peut être associé au séisme de mai 2003. La seule évidence, qui nous permet aujourd'hui d'affirmer que le glissement est récent, est l'absence de dépôt hémipélagique au-dessus du dépôt gravitaire prélevé sur la carotte KMDJ 13. Il faudra donc faire d'autres investigations dans cette zone, afin de contraindre l'ancienneté du glissement et d'évaluer la stabilité de la pente continentale.

Les couches sableuses mises en évidence grâce aux deux carottes sédimentaires, MD04-2799 et KMDJ 16, collectées au niveau de l'escarpement S1, représentent des niveaux faibles dans la colonne sédimentaire. En l'absence de prélèvements sédimentaires en pied de pente ou dans les zones glissées, nous ne nous sommes pas en mesure de confirmer la déstabilisation de la zone lors du séisme de Boumerdès.

Nous pouvons aussi supposer que les glissements observés sur l'escarpement S2, sont récents. Les images SAR montrent la fraîcheur de ces glissements, mais sans d'autres mesures supplémentaires (Ex : pénétromètre) nous pouvons pas certifier l'instabilité de la zone lors du séisme de Boumerdès. Par contre, si les glissements ont été initiés lors du séisme de Boumerdès, il est probable qu'ils soient liés à la rupture des câbles téléphoniques situé à l'aval de l'escarpement S2.

Les courants turbiditiques et leur relation avec les ruptures des câbles de mai 2003

La pose des câbles téléphoniques sous-marins a commencé après 1950, quand le premier câble transatlantique a été posé. Au début des années 70, les communications par satellites se développent, mais le développement de câbles à fibre optique en 1988 installe durablement la prédominance des câbles. Les câbles à fibre optique sont composés par un système de 6 à 24 fines fibres de verre. Ces câbles sont plus fins que les câbles coaxiaux et ont un diamètre extérieur compris entre 20 et 50 mm. Le désavantage par rapport aux câbles plus anciens, en cuivre, est le fait qu'ils soient plus fragiles, plus susceptibles d'être détériorés. Les câbles ne sont pas enfouis dans les sédiments, ils reposent tout simplement sur le fond marin et le passage des courants de turbidité peut les endommager.

La **figure III-102** montre l'état dans lequel certains câbles au large de l'Algérie ont été trouvés lors des opérations de réparation, suite au séisme de Boumerdès (France Télécom, 2003).

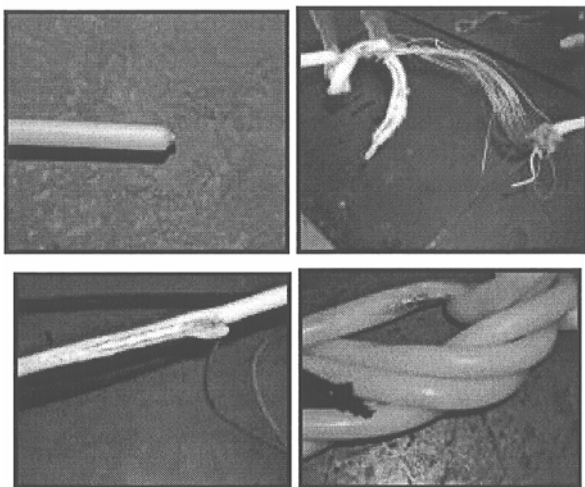


Figure III-102 : Etat dans lequel certains câbles ont été trouvés.

Nous allons essayer maintenant de répondre aux questions posées dans le premier chapitre, afin d'expliquer la rupture des câbles. Les questions étaient :

- Quelles sont les zones sources des glissements ?
- Y a-t-il eu un ou plusieurs courants turbiditiques ?
- Est-ce que les trajets des courants turbiditiques sont visibles sur le fond sous-marin ?
- S'il y en a eu plusieurs, se sont-ils déclenchés simultanément lors du choc principal ?

La **figure III-103** montre la position des ruptures superposée à la carte de l'imagerie de la zone d'étude. On constate qu'il y a de nombreuses ruptures étalées sur des distances considérables (plus

de 100 km pour le câble SMW 3). Sur la base des observations réalisées au cours du travail, nous sommes actuellement en mesure de dire, qu'il n'y a pas une seule grande zone source qui pourrait expliquer l'extension latérale des ruptures. Plus probablement que plusieurs glissements ont contribué à la rupture des câbles.

La **figure III-103** a été réalisée afin d'essayer de comprendre les zones de transit de courants de turbidité responsables de la rupture des câbles.

- Les ruptures observées à l'Est de la ville de Dellys peuvent être mises en relation avec les déstabilisations des sédiments en tête ou sur les flancs des canyons (Sébaou, Dellys). Le flanc Est du Canyon de Sébaou semble très déstabilisé, mais dans l'état actuel des travaux de recherche nous ne pouvons que supposer la déstabilisation de la zone lors du séisme.

- Les ruptures de câble observées au niveau du système sédimentaire profond du Canyon d'Alger, peuvent être liées à un courant de turbidité arrivant soit du Canyon d'Alger, soit d'un autre thalweg situé sur la pente continental. La majorité des thalwegs présentent des fonds reverbérants, montrant leur nature active (**figure III-103**).

- La seule zone où on peut lier les glissements aux ruptures de câbles lors de l'événement de mai 2003, est représentée par l'escarpement S2. Cependant, les volumes de sédiments calculés pour les glissements de l'escarpement S2, peuvent-ils engendrer des courants capables de couper les deux câbles téléphoniques qui passent en pied de cet escarpement (SMW2 et Colombus 2) (**figure III-103**) ?

Je n'ai pas réalisé de calcul numérique pour l'estimation de la vitesse du courant de turbidité, car de nombreux paramètres entrent en jeu, et cela n'était pas aisément réalisable. Cependant, une étude de ce type a été réalisée par Mulder et al. (1997). L'étude concernait le courant turbiditique généré par le glissement initié au niveau de l'aéroport de Nice, afin de déterminer la dynamique, les processus et l'impact du courant sur le fond. Ce courant de turbidité avait rompu 2 câbles téléphoniques localisés à 100 et 120 km de la zone source. Le volume initial du glissement a été estimé à $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Habib, 1994) ce qui est tout à fait comparable avec le volume moyen des glissements observés au niveau de l'escarpement S2, qui a été estimé à $7,7 \times 10^6 \text{ m}^3$. Dans notre cas, les ruptures des câbles se trouvent entre 4,5 et 10 km de distance par rapport aux loupes d'arrachement mises en évidence sur l'escarpement S2 (**figure III-103**). Il est alors possible que les glissements soient responsables de l'endommagement des câbles passant en pied de l'escarpement S2. Cependant, en dehors du volume des glissements, il faudrait aussi prendre en compte la valeur de la pente et aussi la surface sur laquelle le courant s'est étalé.

- La partie Ouest de l'escarpement S3 a été mise en évidence grâce aux données bathymétriques collectées lors des transits valorisés du Beautemps-Beaupré. Si cet escarpement est affecté par de nombreux glissements, comme dans le cas des escarpements S1 et S2, on peut alors supposer l'initiation locale de courants de turbidité capables d'endommager les câbles situés dans cette zone.

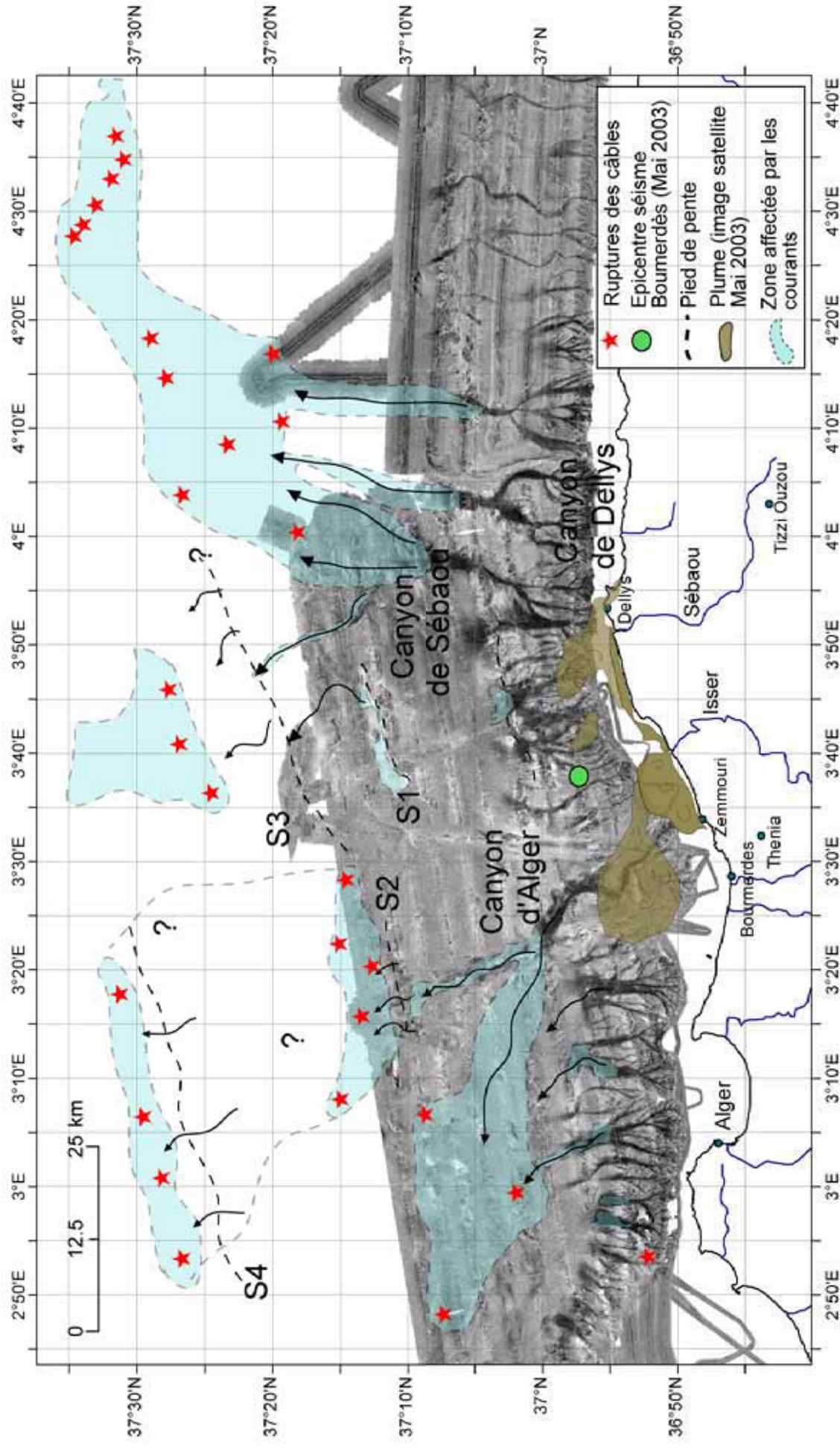


Figure III-103 : Carte de la réflectivité (EM 300) montrant la localisation des ruptures de pentes, les panaches de sédiments arrivant du continent et les ruptures des câbles suite au séisme de Boumerdès, ainsi que les trajets possibles de courants de turbidité.

- Dans le même esprit, on peut supposer que les ruptures observées au NO de la zone d'étude, en dehors de la portée de nos données, ont été générées par des courants de turbidité arrivant soit du canyon d'Alger ou de l'escarpement S1, soit d'un possible escarpement situé dans cette zone. Les ruptures localisées sur le câble SMW3 sont les plus éloignées. Le câble situé plus au Nord (Columbus 3) n'a pas été endommagé, on suppose donc que le courant de turbidité qui a coupé le câble SMW3 s'est arrêté avant d'atteindre le câble suivant. La distance entre les deux câbles est d'environ 7-10 km.

Dans le but d'associer les ruptures de câble aux passages des courants de turbidité, nous avons émis des hypothèses, car nous ne disposons pas de connaissances nécessaires pour bien contraindre les trajets de/des courants de turbidité. Actuellement, des travaux au niveau des canyons d'Alger et de Sébaou, sont en cours de réalisation, afin de contraindre l'activité de ces systèmes.

Les nombreuses ruptures de câbles montrent une importante activité de courants de turbidité suite au séisme de Boumerdès. Même si nous ne pouvons pas associer les différents glissements identifiés sur la marge algérienne au séisme de Boumerdès, il sera intéressant de prendre en compte l'apport des glissements à l'initiation de tsunami. D'après Alasset et al. (2006), le tsunami observé en mai 2003 peut être expliqué seulement par le mouvement co-sismique. Si le glissement observé au large de Dellys est récent, il aurait pu contribuer à l'initiation du tsunami, car il se trouve proche de la côte, à environ 1800 m de profondeur d'eau et a mobilisé un volume de 0,18-0,20 km³ de sédiment. Par contre, les glissements identifiés au niveau des escarpements profonds n'ont peut-être pas contribué à l'initiation du tsunami, du fait de l'importante tranche d'eau (2300 – 2800 m).

Il est important de poursuivre les recherches afin de pouvoir répondre aux questions concernant les trajets des courants de turbidité et l'âge des glissements. Il faudra collecter de données bathymétriques plus au large afin de voir s'il existe d'autres escarpements profonds ou des loupes d'arrachement importantes. Des carottages aux niveaux des ruptures de câble seraient aussi envisageables, dans le but de contraindre la nature des sédiments laissés par le passage des courants de turbidité.

2. Facteurs déterminant l'instabilité

La rupture apparaît au moment où les forces motrices dépassent les forces résistantes. Plusieurs facteurs peuvent être considérés responsables de l'initiation des ruptures sur les pente sous-marines (Hampton et al., 1996 ; Locat et Lee, 2002). Dans le cas de la marge algérienne, le facteur prédisposant est la présence des couches de silt et sable susceptibles à la liquéfaction et le facteur majeur dans l'initiation des glissements semble être la charge cyclique induite par les tremblements de terre.

- Potentiel de liquéfaction

Le séisme de Boumerdès a été enregistré sur le réseau fixe localisé à terre (Louami et al., 2003). Pour les calculs numériques, j'ai utilisé l'accélérogramme enregistrée à la station de Keddara située à environ 20 km de l'épicentre du séisme de Boumerdès (Louami et al., 2003). Les enregistrements montraient une valeur du PGA comprise entre 0,20 g et 0,25 g, ce qui correspond aussi à la valeur du PGA à la source. Pour déterminer la valeur du PGA induite par le séisme de Boumerdès au niveau de l'escarpement S1, nous avons utilisé le diagramme de Idriss (1985) qui estime le PGA en fonction de la Magnitude du séisme et de la Distance par rapport à la source. Dans notre cas, nous avons estimé que, pour un séisme de $M = 6,8-6,9$ et une distance de 30 km, le PGA moyen au niveau de l'escarpement S1 est de 0,15 g.

L'évaluation du potentiel de liquéfaction du sédiment algérien a été réalisée suivant deux méthodes différentes. La première méthode est basée sur la formule empirique proposée par Seed et Idriss (1971), décrite dans la deuxième partie du manuscrit. Le FOS_L , déterminé suivant cette méthode, montrait l'initiation de la liquéfaction pour un séisme caractérisé par un PGA de 0,2 g. Grâce au programme de calcul Cyclic 1D, nous avons aussi évalué le potentiel de liquéfaction en appliquant différents PGA au sédiment localisé au niveau de l'escarpement S1. Les résultats de ces calculs ont montré l'apparition d'une pression interstitielle très importante dans toutes les couches de silt et sable. Pour un PGA de 0,1 g, on estime une valeur de la pression interstitielle de 23,7 kPa pour une profondeur de 8 à 10 m, tandis que pour un PGA de 0,2 g la valeur de la pression interstitielle double pour la même profondeur. L'augmentation de la pression interstitielle, génère l'annulation de la contrainte verticale effective (σ'_v) pour un PGA égale à 0,2 g et donc l'apparition de la liquéfaction des couches entre 5 et 7 m de profondeur.

Sur la base du diagramme de Idriss (1985), on estime qu'un PGA = 0,2 g correspond à un séisme de $M = 7,7$ à 30 km de distance et une M de 6,6-6,7 pour une distance de 20 km.

Les essais oedométriques réalisés sur les carottes MD04-2799 et KMDJ 16 ont mis en évidence l'état de sous-consolidation des sédiments. En même temps, les structures d'expulsion de fluide observées au niveau des couches de sable nous ont amené à penser que ces couches sableuses s'étaient liquéfiées lors d'un séisme. La surpression interstitielle créée par la liquéfaction dans les niveaux de sable, s'est dissipée progressivement dans les couches adjacentes. Cette dissipation a pu induire une restructuration des sédiments, qui s'est traduit par de faibles OCR. Etant donné que le degré actuel de consolidation est compris entre 0,5 et 0,6, on suppose que, entre l'apparition

de la liquéfaction et l'état actuel, il y a eu suffisamment de temps pour que les sédiments puissent à nouveau se consolider.

Nous pensons que ces phénomènes, qui ont impliqué la liquéfaction, la dissipation de la pression interstitielle, la restructuration de la structure des sédiments, et une re-consolidation, ne sont pas liés au séisme de Boumerdès, mais à un séisme plus ancien, soit plus violent que celui-ci, soit d'épicentre plus proche.

- Evaluation de la stabilité de la pente

Nous avons évalué la stabilité d'une zone située dans la partie Ouest de l'escarpement S1. Cette zone avait été choisie car l'escarpement S1 est très affecté par des glissements. Les 2 carottes sédimentaires, MD04-2799 et KMDJ 16, collectées en dehors des zones glissées ont été utilisées comme référence pour les sédiments intacts.

Les résultats obtenus avec le programme de calcul SAMU 3D, montrent un état stable de la zone en conditions statiques, c'est-à-dire en prenant en compte seulement le poids des sédiments. Pour des couches continues et parallèles à la bathymétrie, nous trouvons un FOS égale à 1,45 dans la zone d'étude.

Lors de l'application d'une charge cyclique, avec des accélérations horizontales correspondant à un séisme de $PGA = 0,1 \text{ g}$, le FOS diminue pour atteindre une valeur de 1,01. On estime, que la rupture peut apparaître pour un séisme caractérisé par un PGA de $0,1 \text{ g}$.

L'épicentre du séisme de Boumerdès a été positionné en mer, à environ 20 km de la zone d'étude par le CRAAG. Pour une distance de 20 km et un séisme de M égale à 6,8, notre zone d'étude pourrait être affectée par un PGA de $0,2 \text{ g}$. Cependant, l'épicentre du séisme de Boumerdès a été positionné par Bounif et al. (2004), au niveau de la côte algérienne, à environ 30 km de notre zone d'étude. Pour cette distance de 30 km, le PGA moyen induit dans la zone située au niveau de l'escarpement S1, est de $0,15 \text{ g}$.

Dans les deux cas, position de l'épicentre en mer ou au niveau de la côte algérienne, le séisme de Boumerdès a pu induire un PGA supérieur au PGA nécessaire pour avoir la rupture sur cette pente. On peut donc supposer que le séisme a pu affecter la stabilité de l'escarpement S1, et donc provoquer la rupture. L'analyse de l'imagerie EM 300 a mis en évidence l'existence d'une zone à faible réflectivité située en pied de l'escarpement S1, au niveau du corridor de glissement.

Néanmoins, la méthode pseudo-statique utilisée par le modèle numérique SAMU 3D, peut sous-évaluer le FOS. Il faudra aussi améliorer la géométrie des couches, car la continuité des couches sableuses sur l'ensemble de la zone peut aussi sous-évaluer le FOS.

En résumé, la liquéfaction peut apparaître dans les couches situées entre 5 et 7 m de profondeur, pour un PGA de $0,2 \text{ g}$, tandis que l'état d'instabilité est atteint pour un PGA de $0,1 \text{ g}$. Un PGA de $0,2 \text{ g}$ peut correspondre à un séisme de $M = 7,7$ localisé à 30 km de distance et à un séisme de $M = 6,6-6,7$ pour une distance de 20 km (Idriss, 1985).

Afin de réaliser d'autres évaluations de stabilité des pentes, il faudra prévoir le prélèvement de carottes sédimentaires nécessaires pour la caractérisation géotechnique du sédiment intact, non glissé. Des investigations seront réalisées lors de la campagne PRISME (2007) afin de continuer ce travail.

PARTIE IV : Analyse de la stabilité de la pente niçoise

Cette partie concerne l'étude de stabilité de la plateforme aéroportuaire de Nice et plus précisément l'identification des facteurs déclencheurs du glissement de 1979. Les principaux objectifs de ce travail sont les suivants :

- Caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments sur la base de nouvelles données disponibles (carottages dans la loupe de glissement de 1979, mesures pénétrométriques *in situ* au niveau de la côte niçoise).
- Analyse de la stabilité de la pente sous différents facteurs afin de comprendre le rôle de la charge des remblais sur la stabilité de la pente et de déterminer les facteurs déclenchants responsables de la catastrophe de 1979.
- Evaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude.

SOMMAIRE

Chapitre 1. Description générale de la zone de travail.....	213
Chapitre 2. Analyse des données.....	229
Chapitre 3. Stabilité de la pente niçoise liée à l'événement de 1979.....	260
Chapitre 4. Evaluation de la stabilité de la pente actuelle.....	272
Discussion	280

Chapitre 1 : Description de la zone de travail

Le système sédimentaire du Var a été beaucoup étudié pendant les 30 dernières années, ce qui fait de lui, un des chantiers les plus étudiés en terme de dynamique et de processus sédimentaires. Après une brève description du contexte géologique et de la morphologie du système à l'échelle régionale, je vais me concentrer sur la zone d'étude et plus précisément sur le plateau continental et la partie haute de pente continentale, là où la catastrophe de 1979 a eu lieu.

1.1. Contexte géologique

Le système sédimentaire du Var se trouve en Méditerranée Occidentale et plus précisément en Mer Ligure (**figure IV-1**). L'histoire géologique de la marge commence à l'Oligocène supérieur - Miocène par l'épisode de rifting et donc par la création du bassin Liguro-Provençal, conséquence de la dérive du bloc Corso-Sarde (Réhault, 1984). L'autre événement majeur ayant marqué l'évolution du bassin est la "crise de salinité messinienne". L'événement messinien s'est manifesté par un abaissement important du niveau marin d'environ 1200 m (Savoye et Piper, 1991), par le dépôt d'une épaisse série évaporitique (Ryan et al., 1973; Clauzon, 1982), par une large surface d'érosion ainsi que par l'incision des réseaux fluviaux sur les marges émergées (Savoye et Piper, 1991).

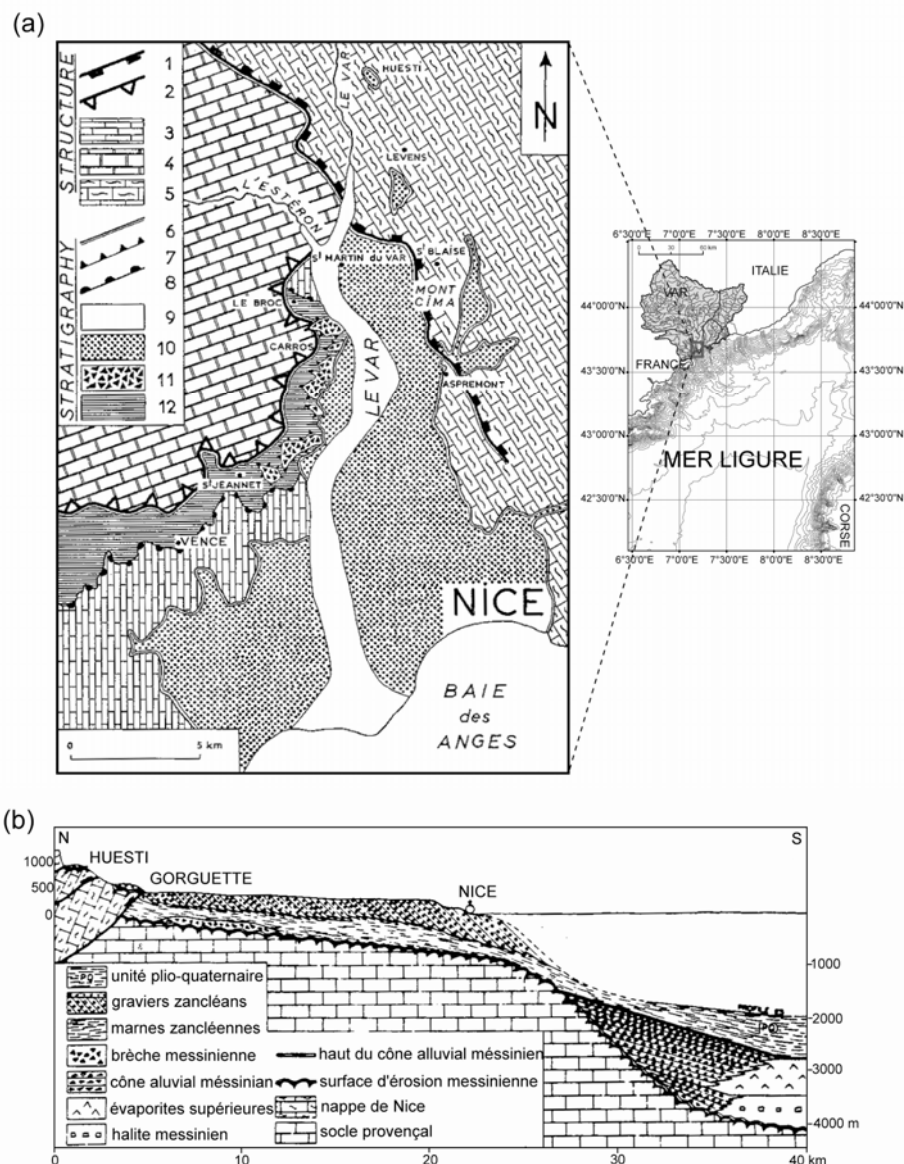


Figure IV-1 : (a) Cadre structural de la Vallée Inférieure du Var avec 1-Contact tectonique (la nappe de Nice) ; 2-la nappe de Baous ; 3-l'unité provençale autochtone ; 4-unité sub-Alpine de Baous ; 5-l'arc de Nice ; 6-surface de discordance pliocène ; 7-surface d'érosion messinienne ; 8-unconformité intra-Miocène ; 9-la plaine alluviale du Var ; 10-delta pliocène du Var ; 11-la brèche miocène de Carros et 12-la série de Vence ; (b) Profil longitudinal à travers la ria pliocène du Var, à l'actuel (modifié d'après Clauzon, 1982).

La transgression pliocène succède brutalement à la période messinienne, “déluge zancéen” (Benson, 1991). Des éventails côtiers commencent à apparaître sur les marges continentales. La plupart de ces éventails sont des Gilbert deltas (Gilbert, 1885; Clauzon et Rubino, 1988).

Suite à la remise en eau pliocène, le système sédimentaire du Var commence à se développer (Savoye et al., 1993). Tout d’abord, les sédiments du fleuve Var sont piégés au niveau de la côte, dans une ria formée par l’incursion de la mer dans la vallée messinienne. Pendant le Pliocène Moyen, le Gilbert delta prograde en remplissant au fur et à mesure la ria côtière. La **figure IV-1a** présente la localisation du delta pliocène du Var dans le cadre structural de la zone.

La **figure IV-1b** présente la coupe réalisée à partir des observations de terrain par Clauzon (1982) à travers la ria pliocène. On remarque bien la surface d’érosion messinienne et la présence des évaporites messiniennes dans le bassin.

Après le remplissage de la ria, les sédiments grossiers commencent à arriver massivement dans le bassin (Savoye et al., 1993). Le système sédimentaire du Var se développe pendant le Pliocène et évolue durant le Quaternaire (Savoye et al., 1993).

Les mouvements de soulèvement de l’arrière pays durant le Quaternaire et l’apport important de sédiments grossiers provenant des Alpes influencent l’évolution du système sédimentaire du Var. La couverture sédimentaire Plio-Quaternaire forme une séquence de 600-1000 m d’épaisseur.

La **figure IV-2** synthétise les fluctuations du niveau marin pour le Quaternaire terminal. Les études réalisées par Dubar (1987) sur des forages au niveau de la zone de Nice, montrent que la remontée du niveau marin a été rapide entre le dernier stade de bas niveau marin, daté à environ 18 000 BP, et jusqu’à 7 000 BP (**figure IV-2**).

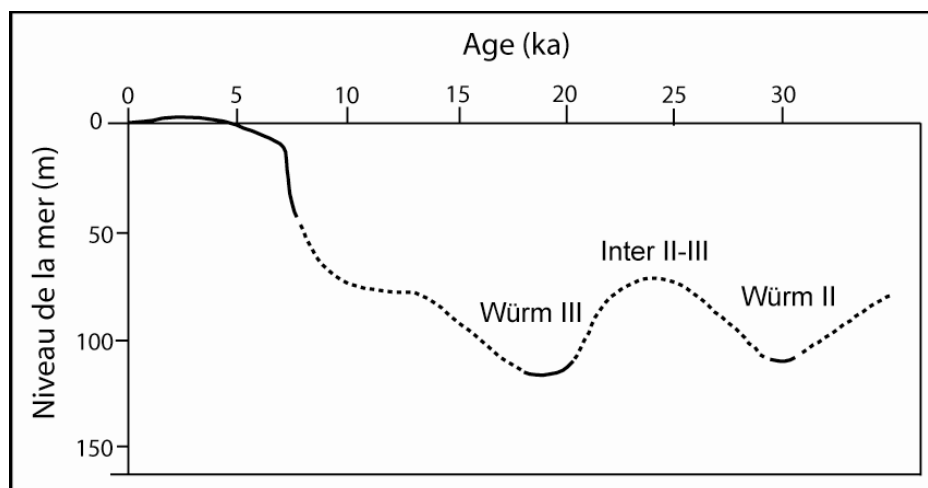


Figure IV-2 : Courbe montrant les fluctuations eustatiques pour la Baie des Anges (d’après Dubar, 1987 et Savoye et Piper, 1993).

D’après la **figure IV-2** on considère que :

- Le niveau de la mer était à -32 m vers 7 500 BP et qu’elle atteint -7 m vers 7 000 BP, ce qui représente une remontée de 6 cm/an. Cette vitesse forte peut être expliquée par une subsidence locale (Dubar, 1987).

- La remontée du niveau marin devient plus lente, avec une vitesse de 0,8 cm/an entre 7 000 BP et 6 700 BP. A ce moment, les alluvions fluviales s'organisent sous la forme d'un delta progradant qui repousse un peu la ligne du rivage vers l'aval (Dubar, 1987).
- Le ralentissement de la remontée du niveau marin, devient plus accentué entre 5 900 BP et 5 000 BP avec une vitesse de 0,3 cm/an. La progradation des alluvions continentales se poursuit et conduit au colmatage de tout espace disponible. La configuration des domaines marin et terrestre est pratiquement fixée à ce moment-là (Dubar, 1987), même si le niveau de la mer a légèrement dépassé le niveau marin actuel, à partir de 5 500 ans.
- D'après L'Homer (1980), plusieurs stationnements du niveau marin ont eu lieu entre les côtes de -50 et -20 m. Ces stabilisations momentanées ont favorisé, du fait du fort alluvionnement, des développements deltaïques locaux, qui se sont édifiés sur les constructions sédimentaires antérieures (L'Homer, 1980).

La **figure IV-3** présente la coupe géologique du delta du Var au large de Nice sur la base des données de forage (Dubar et Antony, 1995). La base de la coupe lithologique est formée par un dépôt conglomératique pléistocène surmonté par une unité sédimentaire holocène d'environ 80 m d'épaisseur. Les dépôts holocènes sont formés d'une succession de couches argileuses et de niveaux fins de turbe. La partie supérieure de la séquence correspond à des dépôts plus grossiers de front de delta.

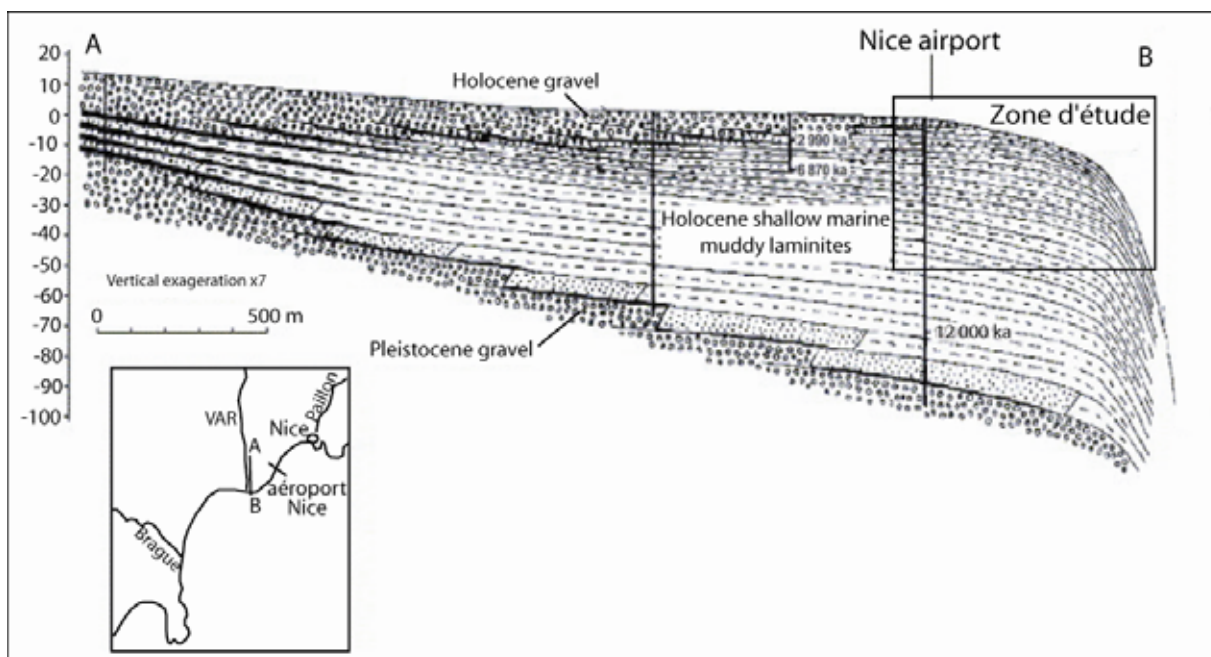


Figure IV-3 : Profil schématique du delta du Var dans la Vallée du Var, d'après Dubar et Anthony (1995).

1.2. Morphologie actuelle du système sédimentaire du Var

Le système turbiditique du Var s'étend à partir de la côte, au large de Nice, et jusqu'au pied de la pente corse par 2700 m de profondeur d'eau (**figure IV-4**). Le système actuel a une superficie totale estimée à environ 20 000 km² par Mulder et al. (1996), 16 200 km² par Savoye et al. (1993) et 16 320 km² par Migeon (2000). Le système turbiditique d'Var présente plusieurs unités morpho-sédimentaires qui font de lui un système original :

- Le **fleuve Var** prend sa source dans les Alpes au SE de Barcelonnette à 2352 m d'altitude et parcourt 120 km avant de se jeter dans la mer. Le Var reçoit des affluents importants (**figure IV-4**), comme la Tinée, l'Estéron et la Vésubie et draine un bassin versant d'une superficie importante, d'environ 2820 km² (Mulder et al., 1996). Le régime hydrologique du fleuve Var est caractérisé par la brutalité des crues d'automne ; ainsi, le débit moyen de l'ordre de 52-53 m³ s⁻¹ (Mulder et al., 1996) peut être multiplié plusieurs dizaines de fois en période de crue.

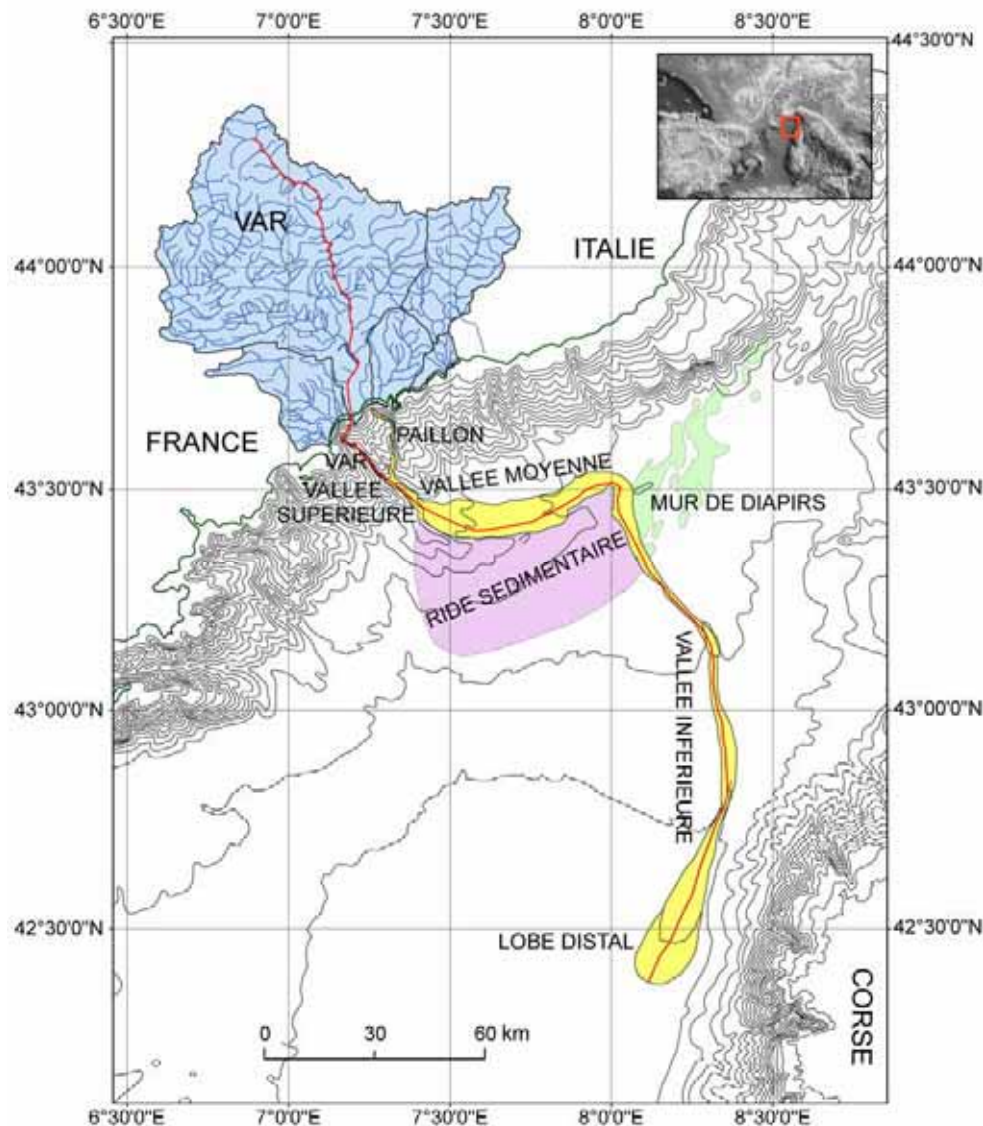


Figure IV-4 : Carte bathymétrique générale de la Mer Ligure montrant le système sédimentaire du Var (voir description dans le texte) et le bassin de drainage du fleuve Var. En rouge - profil longitudinal (figure IV-5) (SIG-Var, IFREMER) (Mercator, WGS 1984).

- Le **plateau continental** est absent ou très étroit au large de Nice, avec une largeur inférieure à 2-3 km (**figure IV-4**).
- La **pente continentale** est très abrupte, avec des valeurs comprises entre 11 et 27° (Pautot, 1981). L'isobathe de 1000 m est atteinte à environ 5 km de la côte (Savoie et al., 1989). La pente continentale est entaillée par des canyons et de nombreux thalwegs. Les canyons les plus importants sont le canyon du Var et le canyon du Paillon (**figure IV-4**). Le canyon du Paillon rejoint le canyon du Var à environ 1700 m de profondeur d'eau.

- Le **canyon du Var** (figure IV-4) est directement connecté à l'embouchure du fleuve Var. Le canyon présente une forme en U, avec des reliefs importants compris entre 150 et 500 m de hauteur, un fond plat, et une largeur variable (entre 300 et 1250 m). Le canyon est sinueux dans sa partie amont.

- La **Vallée Supérieure** (figure IV-4) commence à 1700 m de profondeur d'eau, à la confluence des canyons du Var et du Paillon, et suit une direction SE sur une distance de 12 km jusqu'à une profondeur de 2000 m. La pente diminue pour atteindre des valeurs moyennes comprises entre 1,9 et 1,7° (figure IV-5). En 1993, Piper et Savoye, montrent la présence de nombreuses dunes de galets alternant avec des dépôts sableux ou silteux.

- La **Vallée Moyenne** prolonge la Vallée Supérieure sur une distance de 50 km vers l'est. La Vallée Moyenne semble buter sur un mur de diapirs (Savoye et al., 1993) (figure IV-4). La pente diminue pour atteindre une valeur de 0,23° (figure IV-5).

- La **Ride Sédimentaire du Var** représente une accumulation sédimentaire très importante qui se situe sur la partie droite de la Vallée Moyenne du Var (figure IV-4). La Ride Sédimentaire du Var se caractérise par une hauteur importante dans sa partie amont (ouest) d'environ 350 m et une diminution progressive pour atteindre pas plus de 30 m de hauteur en aval (Migeon, 2000). La Ride est recouverte en partie par un **champ de dunes géantes** situé entre 2000 et 2400 m de profondeur (Gennesseaux et al., 1985; Savoye et al., 1993; Migeon, 2000).

- La **Vallée Inférieure** commence au mur de diapirs et marque un changement de direction majeur, en prenant la direction SE sur environ 100 km de distance, jusqu'à environ 2600 m de profondeur (figure IV-4). La pente devient très faible, environ 0,11° (figure IV-5).

- Le **Lobe Distal** s'étale au pied de la pente corse, au débouché de la Vallée Inférieure (figure IV-4). Il couvre une surface de 80 km de long et 40 km de large et il est constitué par un empilement de plusieurs lobes (Savoye et al., 1998; Bonnel, 2005).

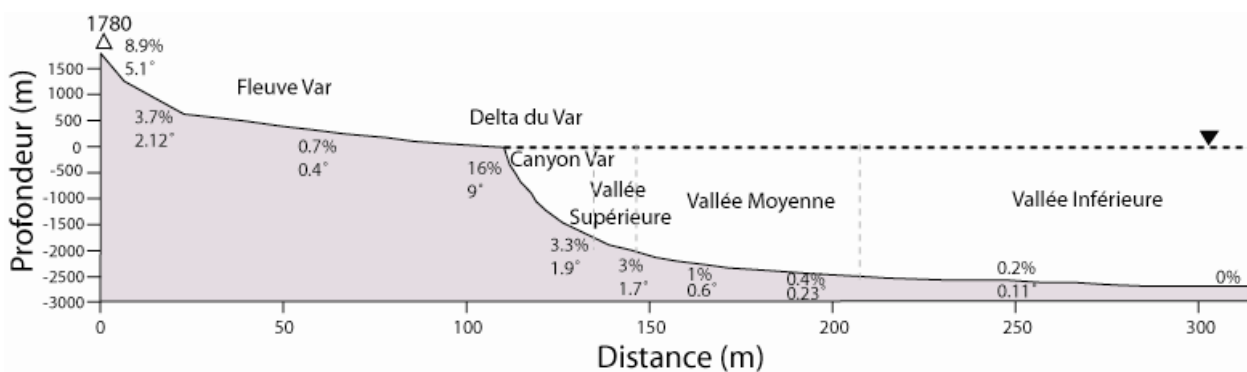


Figure IV-5 : Profil longitudinal du système sédimentaire du Var montrant les différentes valeurs du gradient de pente (voir commentaires dans le texte) (Projet TRIPOD, IFREMER).

1.3. Morphologie du Delta sous-marin du Var au niveau de la plateforme aéroportuaire

Nous avons vu la description des principaux composants du système sédimentaire sous-marin du Var. J'aimerais apporter plus de détail sur la partie amont du système et plus précisément sur le delta sous-marin du Var, au niveau de la zone aéroportuaire de Nice. Actuellement, l'embouchure du fleuve Var est directement connectée au canyon sous-marin (figure IV-6).

A l'Est de l'aéroport de Nice, on remarque la présence d'un plateau à morphologie plate. Le plateau est creusé par des thalwegs sous-marins à direction Nord Sud et Sud Est et il se termine brutalement par un talus à pente forte. Dans la partie Ouest, on remarque un deuxième plateau qui s'étend jusqu'à 15-20 mètres de profondeur d'eau. Il est aussi entaillé par des thalwegs à direction Sud Ouest.

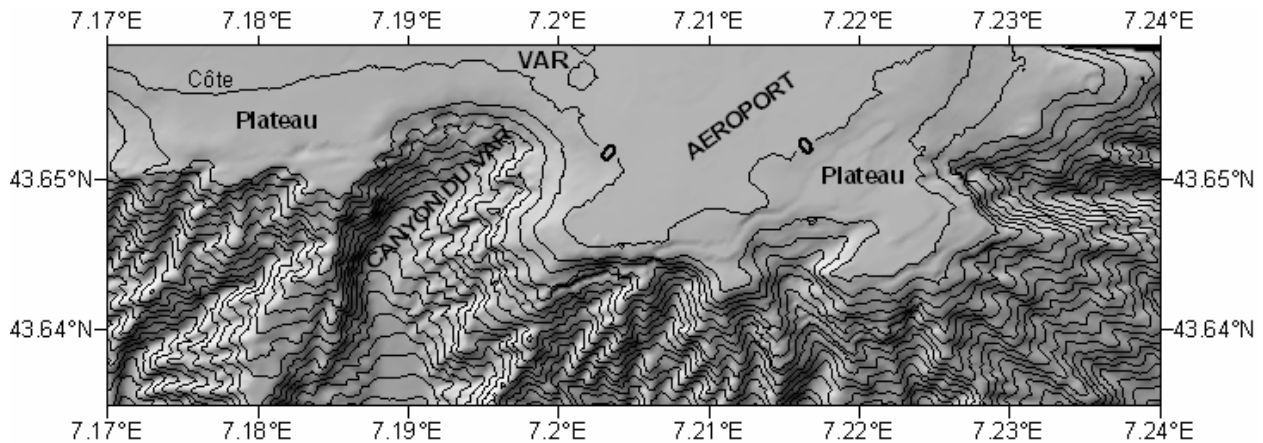


Figure IV-6 : Carte bathymétrique ombrée à contours bathymétriques (20 m) montrant la morphologie du delta sous-marin du Var (Mercator, WGS 1984).

Le delta sous-marin du Var n'a pas été toujours submergé. Les archives du 18^{ème} et 19^{ème} siècle montrent qu'une partie du plateau deltaïque oriental était émergée et que le Var coulait dans la partie médiane du plateau actuel (Sage, 1976). La **figure IV-7** présente la localisation actuelle de l'embouchure du Var ainsi qu'une compilation de données montrant l'évolution au cours du temps de cette embouchure.

L'embouchure du fleuve Var est une zone à fort taux de sédimentation. Les sédiments grossiers ont formé un cordon de galets. Avant le remblayage du cours du Var et avant la construction de l'aéroport, ce cordon de galets a dû migrer le long de la côte. Cependant, depuis la construction de l'aéroport, le cordon n'évolue plus, seules les tempêtes importantes peuvent encore le modifier (Exemple : tempête de Nov. et Déc. 1975) ; (Sage, 1976).

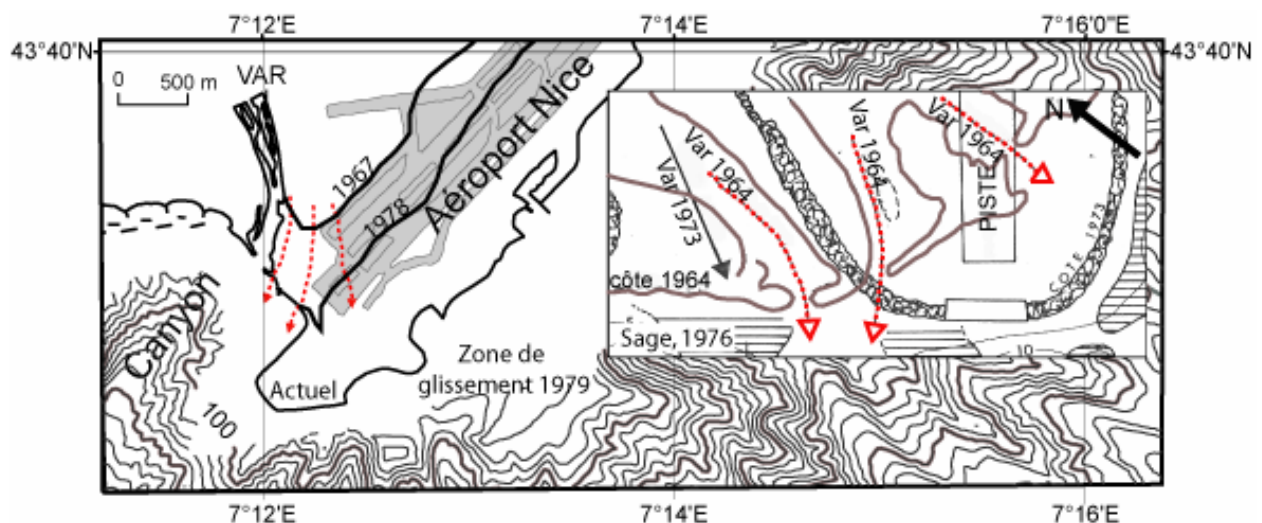


Figure IV-7 : Carte de contours bathymétrique montrant la localisation actuelle de l'embouchure du Var ainsi que des cours fossiles (d'après Sage, 1976) ; (Mercator, WGS 1984).

Sur la base de prélèvements, Sage (1976) réalise une cartographie au niveau de l'embouchure du Var et des deux plateaux situés sur les deux rives (**figure IV-8**). Trois ensembles de sédiments caractérisent les fonds au niveau et à proximité de l'embouchure du Var : (a) des galets et des graviers ; (b) des sables terrigènes et (c) des vases.

- Distribution des sédiments à l'embouchure du Var

La répartition des galets, sables et vases à proximité de l'embouchure du Var a été définie grâce au dépouillement de profils sismiques (appareil "mud-soucoupe") et grâce aux prélèvements des sédiments (**figure IV-8a**) (Sage, 1976). On remarque la présence de galets et graviers au niveau du cordon littoral situé à l'embouchure du Var (**figure IV-8b**). Le passage galets, graviers vers le sable se fait brutalement.

- Distribution des sédiments sur les plateaux deltaïques

Le plateau situé à l'ouest est caractérisé au niveau de la côte par la présence de galets et de graviers (**figure IV-8b**). Le reste du plateau est recouvert par des sables. Sur le plateau situé au Sud de l'aéroport, de 0 et jusqu'au 20 mètres de profondeur d'eau, on retrouve des sédiments sableux. Le rebord du plateau se caractérise par une granularité différente, les sédiments étant caractérisés par des sables vaseux.

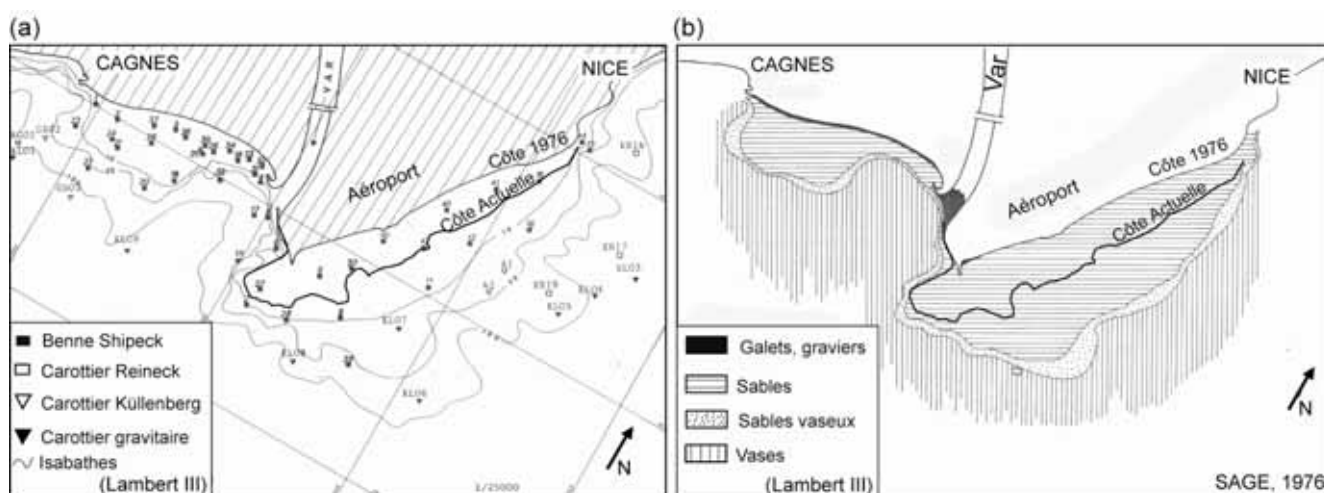


Figure IV-8 : (a) Plan de position des prélèvements et (b) Carte interprétative de la nature des fonds sous-marins (d'après Sage, 1976) (Lambert III).

- Distribution des sédiments sur la pente continentale

Le talus deltaïque est constitué par de sédiments fins, vaseux (Sage, 1976 ; L'Homer, 1980) (**Figure IV-8 b**). Les travaux de Sage (1976) nous apportent des informations intéressantes concernant la distribution des sédiments en surface. Il serait nécessaire de comprendre la variabilité verticale et latérale de sédiments afin de bien contraindre la disposition des couches sédimentaires.

Grâce aux nouvelles données dont nous disposons actuellement, nous allons essayer de réaliser une coupe géologique plus précise dans la zone. Cette coupe sera présentée par la suite, comme synthèse du chapitre "Analyse des données".

1.4. La catastrophe d'octobre 1979

Le 16 Octobre 1979, un important glissement sous-marin s'est produit au large de Nice, entraînant la disparition en mer d'une partie de la nouvelle construction liée à l'agrandissement de l'aéroport de Nice (**figure IV-9**). En même temps que le glissement, un tsunami de 2 à 3 m de hauteur, a touché la côte niçoise (Genesseaux et al., 1980).

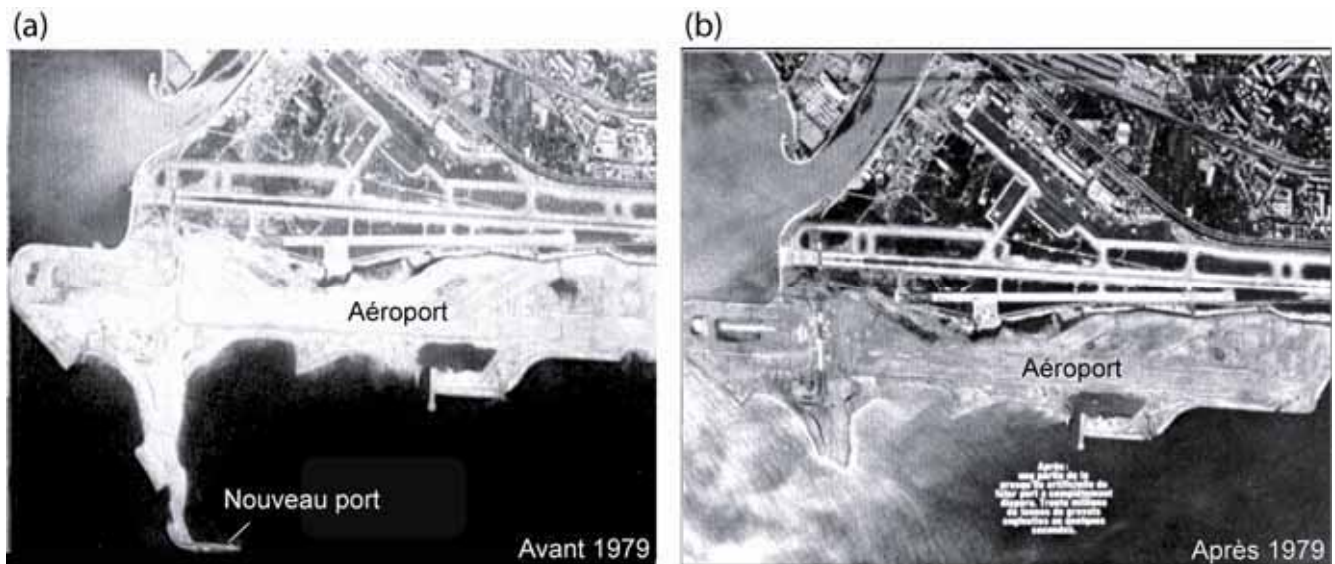


Figure IV-9 : Photographies aériennes montrant la zone de l'aéroport de Nice (a) avant et (b) après la catastrophe du 16.10.1979 (source : journal "Nice matin" du 17.10.1979).

L'aéroport de Nice a été construit sur le plateau deltaïque suite à d'importants travaux de remblayage permettant l'agrandissement de la zone constructible (**Figure IV-10**). La nouvelle extension de l'aéroport de Nice représentait une emprise sur la mer d'environ 300 hectares (Sage, 1976). La réalisation de l'emprise totale a nécessité un volume de 25 millions de m³ de remblais. Les matériaux nécessaires ont été extraits des collines bordant la vallée du Var. La technique utilisée pour la construction de la plateforme était de compacter les matériaux par pilonnage intensif, afin de limiter les tassements ultérieurs. La nouvelle construction devait permettre de construire de nouvelles pistes et un nouveau port.



Figure IV-10 : Image montrant la localisation du trait de côte à différentes époques (compilation B. Savoye).

Volume initial du glissement

Le volume initial de matériel impliqué dans l'effondrement de l'aéroport a été estimé à $8 \times 10^6 \text{ m}^3$ par Genesseeux et al. (1980) et Habib (1994) et à $8,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ par Assier-Rzadkiewicz et al. (2000). Le matériel disparu était composé de sédiments du delta du Var et aussi de divers matériaux utilisés pour le remblai. Habib (1994) a estimé la profondeur de la loupe d'arrachement entre 30 et 50 m de profondeur.

Caractérisation de l'écoulement

Le glissement initial, s'est transformé dans un premier temps en coulée de débris en générant ensuite un courant de turbidité (Mulder et al., 1997). Le courant turbiditique a descendu la pente en incisant un thalweg caractérisé par une profondeur comprise entre 25 et 40 m et par une largeur comprise entre 150 et 300 m (Mulder et al., 1997). Le chemin du courant turbiditique sur la pente continentale ainsi que son impact sur le fond seront présentés par la suite, sur la base des observations directes en submersible (campagne Escyanice, Same et Monicya) et de l'analyse d'images sonar haute résolution (SAR - campagne Same 1986).

Les observations faites lors de différentes plongées en submersible dans la vallée supérieure du Var témoignent du caractère très érosif de l'écoulement. Les observations ont mis en évidence l'érosion basale du flanc du canyon sur environ 2-3 m de hauteur et la présence des petits cailloux plaqués contre le flanc sur une hauteur d'environ 30 m (plongée Escyanice 12 ; Escyanice, 1980). Ces observations donnent une estimation du caractère de l'écoulement (écoulement laminaire à la base, d'où l'érosion importante) et de la hauteur de l'écoulement.

Après avoir descendu la pente continentale et rejoint le canyon du Var, le courant turbiditique a suivi son chemin dans la Vallée Moyenne et Inférieure. Cette affirmation est basée en partie, sur l'observation de deux ruptures des câbles de télécommunication, situés dans la Vallée Inférieure. D'après les observations recueillies lors de carottages, il semble que l'écoulement n'a pas débordé sur la Ride Sédimentaire du Var (**figure IV-4**).

Nous présentons dans la **figure IV-11** la localisation initiale de quatre câbles qui passent dans la zone d'étude, ainsi que la position de deux câbles rompus lors du passage du courant turbiditique.

Le **tableau IV-1** synthétise les estimations de localisation des ruptures pour les deux câbles.

	Câble 1	Câble 2
Heure de la rupture	3h45	8h
Profondeur (m)	2480 - 2545	~ 2600
Position estimée (km)		
Genesseeux et al. (1980)	80	110
Mulder (1993)	80	110
Piper et Savoye (1993)	95	122,5
Mulder et al. (1997)	100	120
Savoye (1999)	90,65	114,04
Hugot (2000)	83,3-87,3	114,04

Tableau IV-1 : Estimation de la position des ruptures de câbles (modifié d'après Hugot, 2000). Les distances sont estimées par rapport à la zone source du glissement de 1979.

La rupture du premier câble a eu lieu 3 h 45 après le déclenchement du glissement au niveau de l'aéroport. Il est possible que la rupture ne soit pas survenue à la localisation initiale du câble, car celui-ci a été retrouvé plus en aval (Rapport France Télécom). La localisation du câble après le passage du courant turbiditique est marquée en rouge sur la **figure IV-11**. Le second câble a été sectionné à environ 2600 m de profondeur d'eau. Une partie de ce câble a été aussi trouvée à un autre emplacement que la position initiale (**figure IV-11**).

Une première estimation des vitesses de l'écoulement est faite par Gennesseaux et al. (1980) en considérant les temps de ruptures des câbles. Les auteurs estiment une vitesse moyenne de 17 km/h avant le premier point de rupture et de 7 km/h entre les deux câbles.

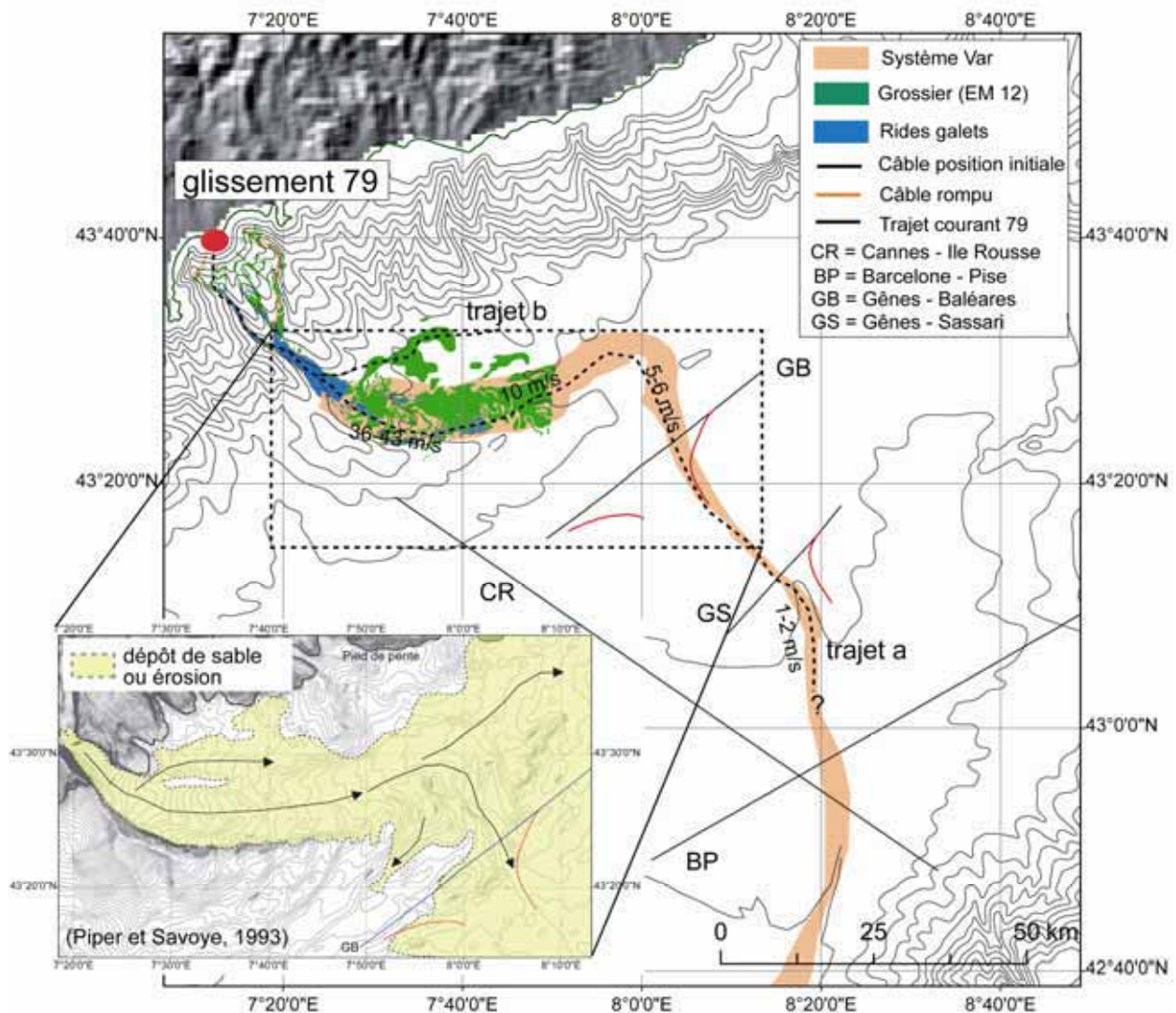


Figure IV-11 : Carte bathymétrique générale de la Baie des Anges montrant le trajet du courant turbiditique de 1979, les câbles de télécommunication (Gennesseaux et al., 1980) qui passent dans la zone, les estimations des vitesses du courant (Mulder et al., 1997). Zone bleu = rides des galets mis en évidence à partir de données SAR et zone verte - dépôts grossiers à partir de l'interprétation de l'imagerie EM 12 (SIG Var, IFREMER). Zoom : carte montrant la distribution du niveau de sable et des évidences d'érosion à partir de carottages et l'interprétation des profils Boomer (d'après Piper et Savoye, 1993) (Mercator, WGS 1984).

Estimation du volume déposé

Les nombreuses campagnes réalisées par IFREMER après la catastrophe de 1979 (Nicasar, Prenice, Casanice, Monicya, Same et Essam2) ont permis de collecter un nombre important de carottes

sédimentaires. Les carottes sédimentaires montrent la présence d'un dépôt de sable à différents endroits (Mulder et al., 1997; Hugot, 2000). Ce niveau sableux a pu être aussi mis en évidence par Piper et Savoye (1993) sur la base de l'interprétation des profils sismiques très haute résolution et il a été attribué à l'événement de 1979. En utilisant une épaisseur moyenne de 10 cm pour le niveau sableux et une surface de dépôt d'environ 1500 km², le volume final de sable est estimé à 15x10⁷ m³ (Piper et Savoye, 1993). En prenant en compte le fait que le sable n'est qu'une composante du dépôt du courant de 1979, on peut donc affirmer que le dépôt final du courant turbiditique associé à l'événement de 1979 est beaucoup plus important. Néanmoins, le volume final estimé par Piper et Savoye (1993) représente déjà entre 17 et 19 fois le volume initial.

Scénarios proposés pour expliquer le déclenchement du glissement de 1979

Lors de l'expertise officielle et du procès lié à cet événement, deux hypothèses ont été officiellement avancées.

- Le premier scénario proposé par la Mission d'Inspection Pluridisciplinaire (MIP, 1981) suggère que le tsunami observé dans la Baie des Anges a été causé par un glissement de terrain qui a eu lieu dans le voisinage du chantier. Le glissement n'était pas d'origine sismique. Le glissement s'est manifesté sur la pente continentale et par rétrogression a atteint les remblais du nouveau port. En ce qui concerne l'endroit et la cause de ce glissement, le manque d'informations permet seulement de faire des hypothèses. Cependant, la M.I.P. considère que la présence des remblais du port n'a en aucune manière contribué au déclenchement de l'accident et donc de l'effondrement du nouveau port.

Pour la Direction Départementale de l'Environnement (DDE, 1981) et Seed (1983) le tsunami a été généré par un glissement important qui s'est produit au large, à environ 15 km. Ce tsunami s'est manifesté sur la côte par l'abaissement du niveau marin d'environ 2,50 m. Au niveau du nouveau port, les remblais se sont trouvés déjaugés ce qui a créé une augmentation soudaine de la charge du sédiment sur le plateau continental. D'après Seed, ce changement des contraintes a été suffisant pour induire la liquéfaction statique des couches de sables lâches existantes sur la pente niçoise et déclencher une première rupture. Cette rupture aurait par régression atteint la construction du nouveau port.

Il est intéressant de voir que les deux hypothèses avancées lors de l'analyse des faits plaçaient l'aéroport dans le rôle de "victime" d'une catastrophe naturelle et non dans le rôle du responsable de la catastrophe. De plus, il convient de noter que si la thèse du glissement initié directement au niveau de l'aéroport n'a pas été mieux prise en compte, c'est en grande partie parce que les modèles de simulation de tsunami, de l'époque, n'arrivaient pas à reproduire le tsunami observé.

Cependant, des travaux de recherche, antérieurs aux travaux d'agrandissement de l'aéroport, soulignaient le danger des grands travaux entrepris à l'embouchure du Var, comme la thèse de doctorat soutenue par Sage (1976). Ces études portaient sur *"la sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen, le Var"*. Le chapitre 6 du manuscrit portait sur les « Perspectives d'aménagement » et plus précisément sur l'impact que la construction de l'aéroport de Nice pourrait avoir sur la zone côtière. D'après l'auteur, la création d'un cap artificiel au centre de la Baie des

Anges devait accentuer le phénomène tourbillonnaire des eaux et nettement séparer la Baie des Anges en deux parties. La modification du régime de houle allait perturber les courants qui eux-mêmes allaient modifier la répartition des sédiments issus du fleuve Var. Les plages créées sur la digue devaient être violemment attaquées par les houles et l'absence d'apport de sédiment frais et la présence de talus à proximité, devait rendre leur stabilité précaire.

Les archives de la catastrophe de Nice ont été déclarées confidentielles pour 100 années. Cependant, nous avons eu accès à une partie de ces archives grâce à Internet à l'adresse suivante : http://www.laurentins.com/st_laurent_du_var/aeroport/archivesclassees100ans.htm. Il est dit que des nombreuses difficultés ont été rencontrées durant les travaux (tassement, effondrement, etc). D'après les archives, les tassements, effondrements et reculs de la digue étaient quasi-permanents. Le tableau des incidents (réf : 726w0002 dossier F3) révèle 85 constats de tassements, cassures du 24/07/1978 au 14/02/1979, et 25 constats de fissures, tassements, affaissements du 02/03/1979 au 9/10/1979.

Apport des travaux et des modélisations pour la compréhension de l'événement de 1979

Suite à cette catastrophe, plusieurs travaux ont été entrepris afin d'étudier l'état de stabilité de la pente niçoise (Cochonat et al., 1993; Mulder et al., 1994; Sultan et al., 2001) et aussi pour vérifier les deux hypothèses émises pour expliquer le glissement de 1979 (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000; Sultan et al., 2001). Les travaux réalisés par Cochon et al., (1993), Mulder (1992) et Mulder et al. (1994) sur les sédiments ont permis de réaliser une carte synthétique du risque d'instabilité dans la Baie des Anges. L'analyse détaillée, réalisée par les mêmes auteurs, montre que les instabilités gravitaires dans la Baie des Anges, peuvent être séparées en deux catégories : (1) celles qui sont liées uniquement aux caractéristiques internes du talus (propriétés géotechniques et géomorphologiques) et (2) celles qui apparaissent sous l'influence des sédimentlicitations externes (sismicité) (**figure IV-12**).

Le premier type d'instabilités peut se diviser en deux grandes familles :

- les instabilités en rebord du plateau continental qui sont liées à la nature du sédiment. Ce type d'instabilité n'affecte que la partie superficielle de la couverture sédimentaire, sur une épaisseur ne dépassant pas 2 m. Le volume des sédiments entraîné par ces instabilités est faible. Cependant, ces instabilités prennent naissance dans des zones, où les infrastructures humaines sont le plus susceptibles d'être implantées. Du fait des forts taux de sédimentation, ces événements ont une courte période de retour.
- les instabilités des flancs de crête affectent les sédiments surconsolidés sur une profondeur de cinq à une quinzaine de mètres. Leur volumes sont alors plus importants et ces instabilités peuvent évoluer en courant de turbidité, parcourir des longues distances (jusqu'à une centaine de kilomètres) avant de se déposer. La rythmicité d'apparition est plus aléatoire, car ces instabilités apparaissent dans des zones avec des taux d'accumulation plus faibles.

Le second type d'instabilité gravitaire résulte de l'activité sismique qui règne à proximité de la Baie des Anges. Une intensité de VII peut suffire pour déstabiliser les sédiments situés sur les pentes à fort gradient, et à générer des instabilités (Mulder, 1992) (**figure IV-12**).

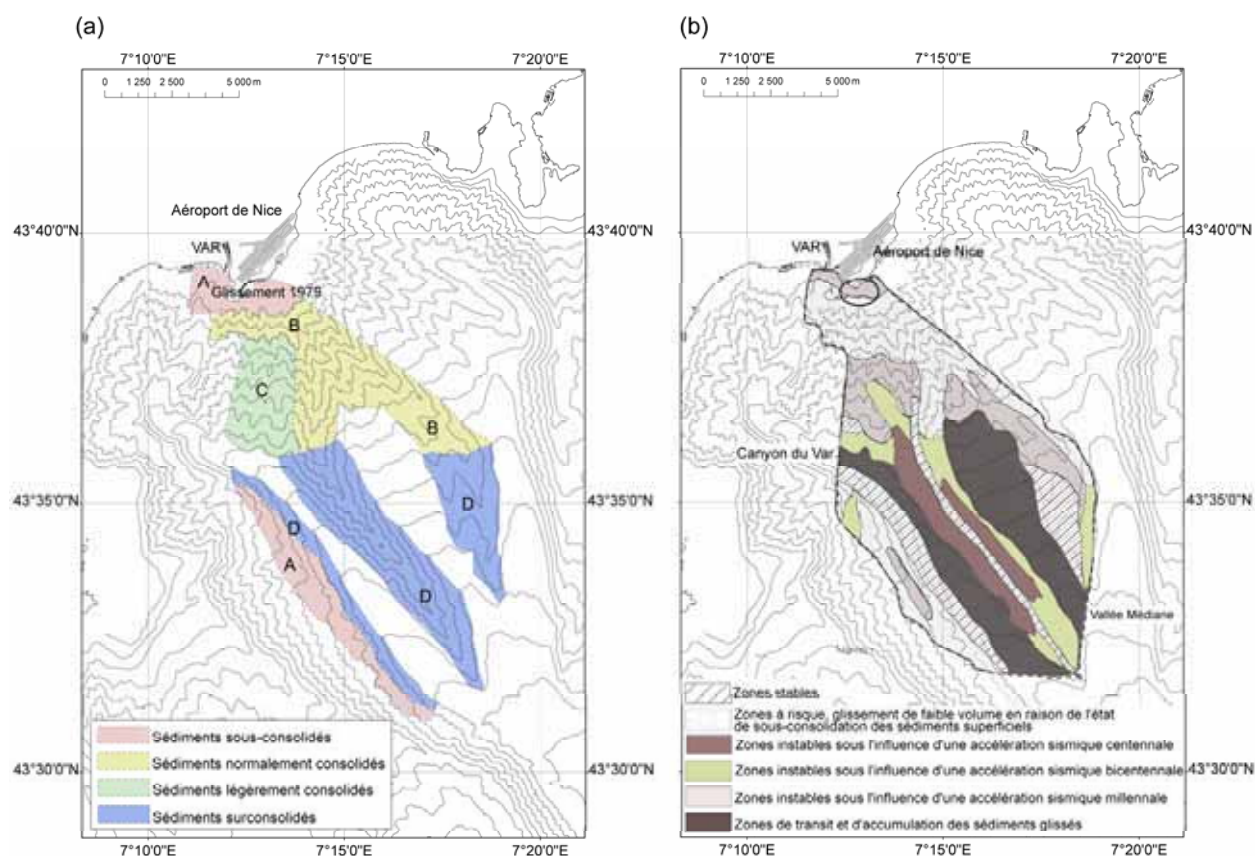


Figure IV-12 : (a) Zonation géotechnique de la Baie des Anges (d'après Cochonat et al., 1993) et (b) Carte synthétique du risque d'instabilité dans la Baie des Anges (d'après Mulder, 1992) (Mercator, WGS 1984).

Conscients que les modèles de simulation de tsunamis ont beaucoup évolué en 20 ans, Assiez-Rzadkiewicz et al. (2000), réalisent des modélisations numériques complexes de la propagation du tsunami et de l'écoulement de l'avalanche. Les changements du fond marin induit par le glissement sont pris en compte et introduits comme données d'entrées dans le modèle du tsunami. Le facteur déclenchant du glissement n'est pas étudié, les auteurs présument seulement que la masse entière a soudainement perdue son équilibre. Pour simplifier, le glissement est considéré comme un fluide visqueux.

1. La première simulation considère un glissement initial au niveau du nouveau port, d'environ $8,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ (volume calculé en faisant la différence entre la carte bathymétrique avant et après la catastrophe ; d'après Bourillet et al., 1992). La **figure IV-13a** montre une vue bathymétrique 3D et l'évolution du glissement au cours des 8 premières minutes. La **figure IV-13b** présente la surface de l'eau à 60 et 120 secondes après initiation du glissement. Les principaux résultats de cette simulation montrent que l'effet hydraulique est reproduit au niveau du nouveau port, par contre, l'énergie de la vague n'est pas suffisante pour inonder la côte jusqu'à Antibes (cf. les témoignages).

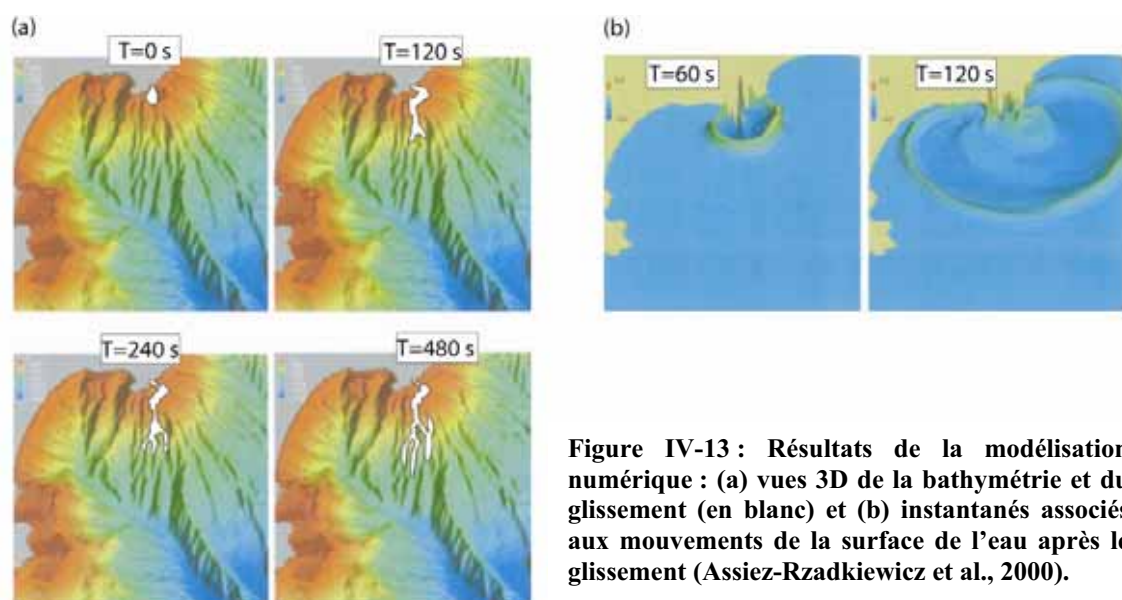
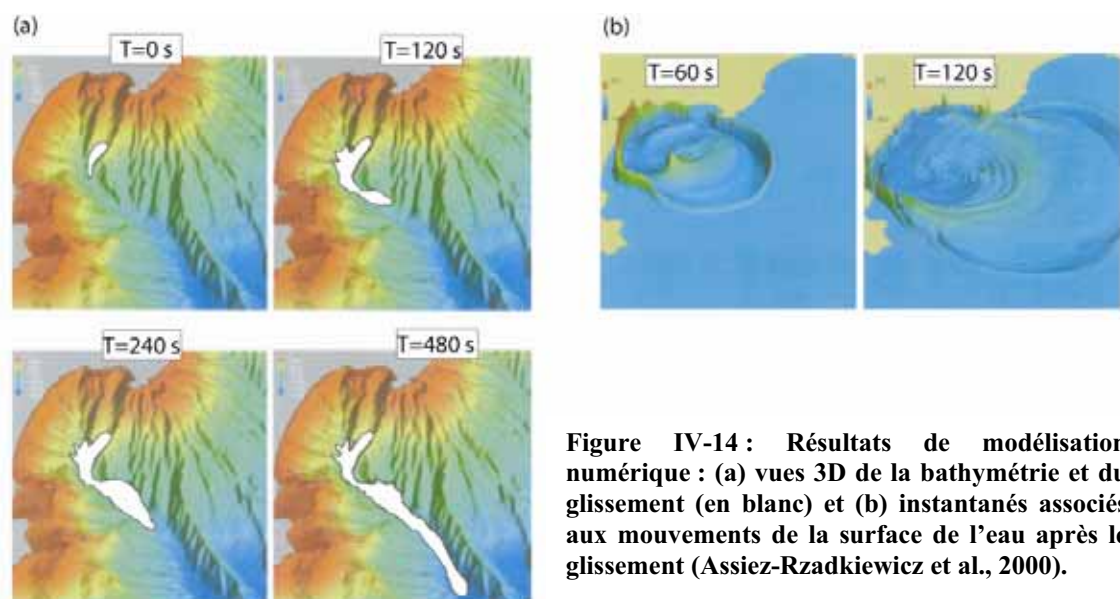


Figure IV-13 : Résultats de la modélisation numérique : (a) vues 3D de la bathymétrie et du glissement (en blanc) et (b) instantanés associés aux mouvements de la surface de l'eau après le glissement (Assiez-Rzadkiewicz et al., 2000).

2. Pour la deuxième simulation, les auteurs ont voulu s'inspirer du scénario de la DDE et Seed, qui invoque un glissement sous-marin. Un glissement localisé par des profondeurs supérieures à 1500 m n'a pas été envisagé car seul un volume de centaines de millions de m^3 aurait pu générer un tsunami de 2-3 m d'hauteur (conf. observations). Les auteurs se sont contentés de simuler un glissement avec un volume de $70 \times 10^6 m^3$, qui semblait plus probable de pouvoir se produire (**figure IV-14a**).

La **figure IV-14a** montre une vue bathymétrique 3D et l'évolution du glissement au cours de 8 premières minutes. La **figure IV-14b** présente la surface de l'eau à 60 et 120 secondes après initiation du glissement. Cet essai montre des amplitudes plus importantes dans la zone d'Antibes qui pourraient correspondre aux observations. Par contre, la chronologie n'est toujours pas reproduite avec fidélité.

Les deux simulations ont montré des similitudes et des différences par rapport aux témoignages recueillis lors de la catastrophe de 1979. Une nouvelle simulation avec des nouvelles données d'entrée serait donc nécessaire. Un des facteurs à prendre en compte serait le processus d'érosion induit par le glissement, c'est à dire la cannibalisation des sédiments rencontrés sur son chemin.



Sultan et al. (2001) réalisent une évaluation de la stabilité de la pente niçoise, en calculant le facteur de sécurité. Le modèle utilisé prend en compte l'hétérogénéité des sédiments, la géométrie de la pente, ainsi que l'effet de la pression interstitielle. Deux cas d'études ont été modélisés : (1) en prenant en compte une charge statique et (2) en prenant en compte une baisse du niveau marin de 2,5 m (l'hypothèse de Seed).

1. Charge statique. Les calculs du facteur de sécurité pour la zone du glissement de 1979 montrent des valeurs supérieures à 1 ($FOS > 1$) ce qui signifie que la pente peut être considérée comme stable.

2. Baisse du niveau marin. En prenant en compte une baisse du niveau marin de 2,5 m dû au tsunami, les calculs montrent une diminution du facteur de sécurité. Cependant, les valeurs du FOS restent toujours supérieures à 1 dans la zone du glissement.

Chapitre 2. Analyse des données

Ce chapitre concerne l'analyse de données acquises au niveau la zone de l'aéroport de Nice. Les données bathymétriques, les observations directes en submersibles et les images haute résolution SAR, seront corrélés avec les nouvelles données acquises dernièrement : mesures in-situ pénétrométriques et carottages dans la zone de glissement. L'analyse des données sera réalisée dans le but de créer un modèle des couches sédimentaires qui sera utilisé par la suite lors de la modélisation numérique (Chapitre 3).

2.1. Description de la bathymétrie dans la zone de l'aéroport de Nice

Le plateau deltaïque du Var apparaît clairement au SE de l'aéroport de Nice. Il est limité par la courbe de 25 m. Les fonds s'enfoncent rapidement de tous côtés avec un gradient de pente très important, qui peut atteindre parfois 20%. Au sud de l'aéroport, les contours bathymétriques épousent la zone du glissement (zone A - **figure IV-15b**). Une partie du plateau continental est resté intacte au sud du glissement (zone B - **figure IV-15b**). A l'est, deux talwegs importants entaillent le flanc du plateau.

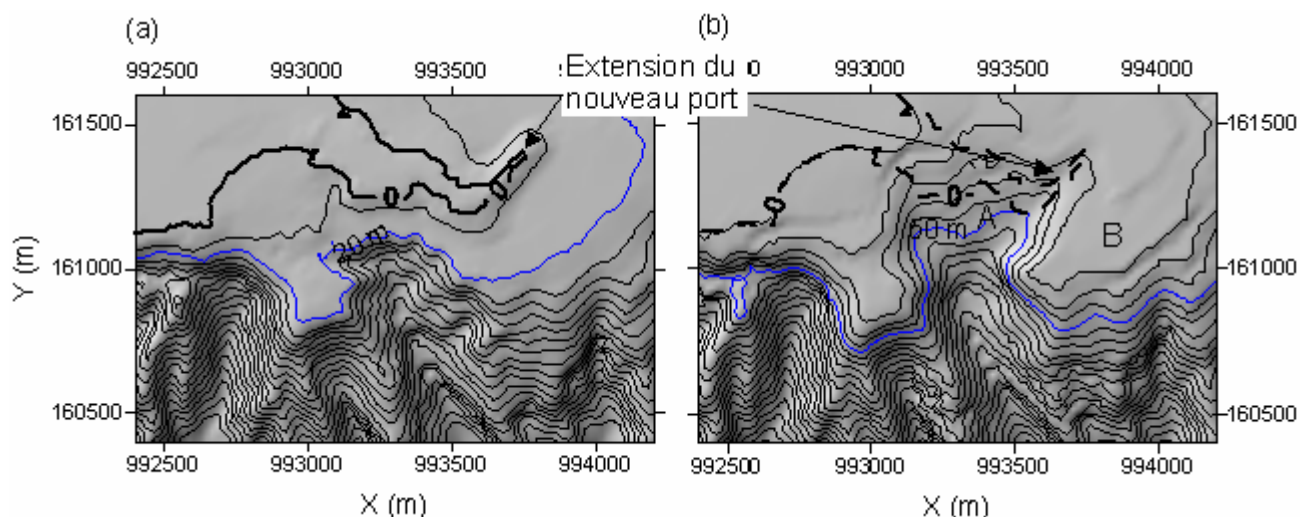


Figure IV-15 : Carte de contours bathymétriques (contour tous les 20 m), (a) avant 1979 et (b) après le glissement de 1979. A - la loupe d'arrachement ; B - plateau continental resté intact lors du glissement de 1979 (Bourillet et al., 1992) (Lambert III).

La carte bathymétrique correspondant à la période avant 1979, a été réalisée par digitalisation manuelle des données existantes (Bourillet, 1991), et elle a été compilée par la suite avec des données acquises après le glissement de 1979 (Bourillet et al., 1992). La simple observation des cartes bathymétriques avant (**figure IV-15a**) et après (**figure IV-15b**) l'accident de 1979 (Bourillet et al., 1992) révèle un changement important dans la morphologie de la côte au niveau du nouveau port. Par exemple, l'isobathe de 20 m est remplacée par l'isobathe 50 m (**figure IV-15**).

Le volume initial du glissement est estimé à partir de ces deux cartes bathymétrique (avant, après, **figure IV-15**) (Assier- Rzadkiewicz al., 2000). La **figure IV-16** présente la carte isopaque des sédiments impliqués dans le glissement de 1979. Un maximum de 55 m se trouve sous l'extension du nouveau port. On remarque, sinon, que la profondeur moyenne de la surface de glissement pourrait être située entre 30 et 40 m.

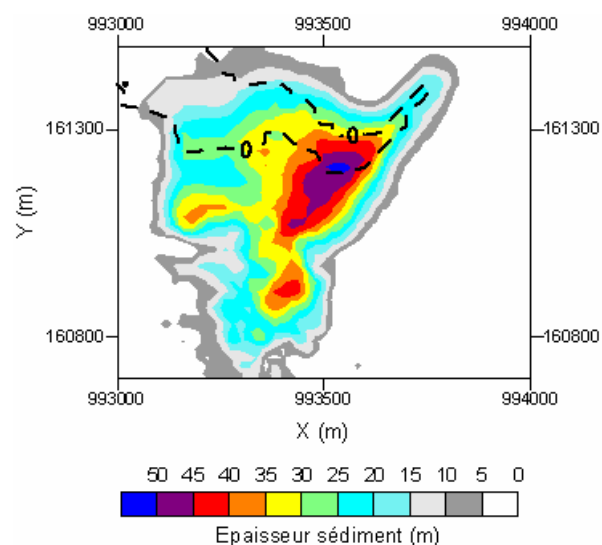


Figure IV-16 : Carte de contours montrant l'épaisseur de sédiment impliqué dans le glissement de 1979 (maximum 55 m) (Lambert III).

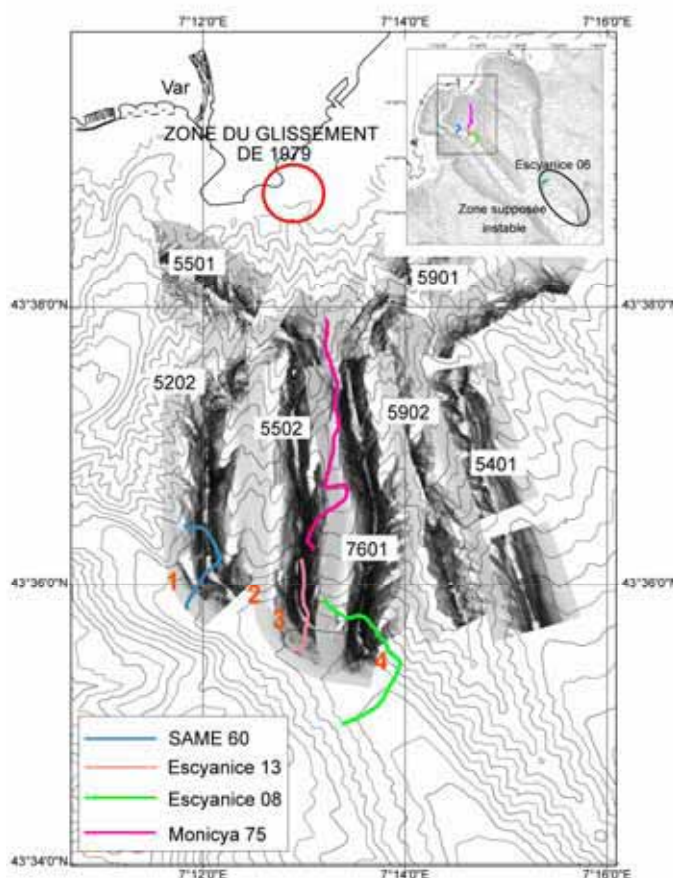
2.2. Le SAR (Système Acoustique Remorqué) et les observations directes en submersibles

Lors de la campagne SAME (1986) des nombreuses images sonar (SAR) ont été réalisées dans la Baies des Anges. Seuls les profils SAR réalisés sur la pente continentale au large de l'aéroport de Nice ont été interprétés et seront décrits par la suite.

Le positionnement de ces profils SAR est montré dans la **figure IV-17**. L'interprétation des images SAR sera faite afin de montrer quelques exemples des preuves d'érosion et de transport de sédiments probablement liés à l'événement de 1979.

Après le glissement de 1979, des observations directes à bord du submersible habité Cyana ont été aussi réalisées, afin de pouvoir apprécier l'impact du glissement sur les sédiments et l'environnement (**figure IV-17**).

Figure IV-17 : Carte bathymétrique (contour à 50 m) montrant la localisation des plongées en submersible (Escyanice, Same, Monicya) et des profils SAR (Same) (Mercator, WGS 1984).



Je vais présenter tout d'abord la plongée Escyanice 06 qui a été réalisée sur le flanc est de la Vallée Supérieure (localisation **figure IV-17**, cadre haut droite). La zone correspondait à une zone supposée instable lors de 1979, car des anciens relevés bathymétriques du SHOM indiquaient que les fonds s'étaient approfondis, de plus c'était la seule zone qui aurait pu mobiliser un gros volume de sédiment et répondre à l'hypothèse de Seed et de la DDE.

- Escyanice: plongée 06 (Escyanice, 1980) (trajet bleu, **figure III-17**)

Résultats : Après un parcours sur un fond sédimentaire normal, caractérisé par l'activité biologique (terriers) (**figure IV-18a**), et une épifaune en position de vie normale (Gorgones), des pentes importantes ont été observées. Ces pentes sont caractérisées par une série des gradins dont les versants sont le plus souvent ravineés (**figure IV-18b**). Des petits sillons entaillent une strate horizontale indiquant que ces dépôts sont "en place" (**figure IV-18b**). La **figure IV-18d** présente un exemple d'escarpement, mais dans ce cas, pas du tout récent car la zone est couverte par un dépôt vaseux d'épaisseur assez importante.

Un niveau de poudingues et un gros bloc ont été observés en bas de pente (**figure IV-18c, e, f**). A noter l'observation de câbles en haut et bas de la pente, le dernier étant probablement un câble de

dragage océanologique, la drague ayant pu se bloquer au niveau des poudingues (**figure IV-18f**). La **figure IV-18e** montre la présence de gros blocs glissés mais qui ne semblent pas appartenir à un événement récent.

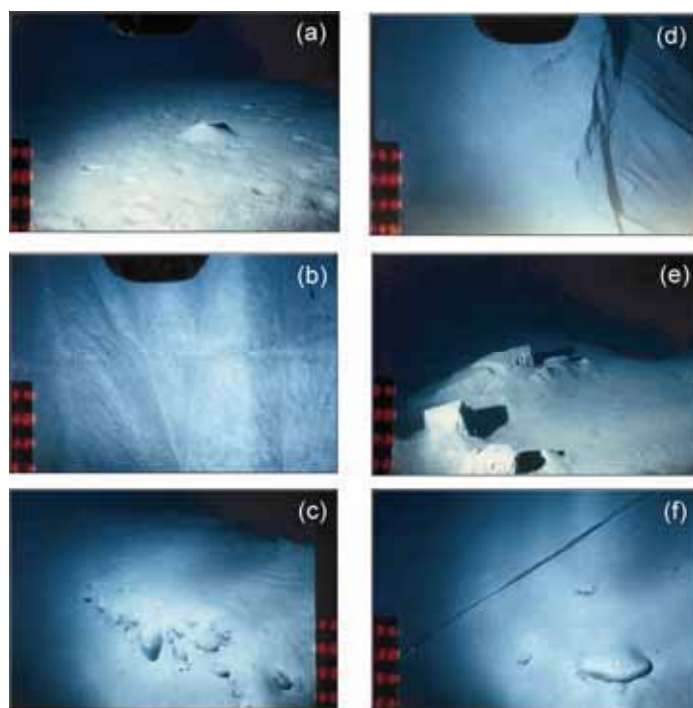


Figure IV-18 : Escyanice 06 (a) Fond bioturbé ; (b) Des petits sillons entaillent une strate horizontale indiquant que ces dépôts sont « en place » ; (c) Niveau de poudingues observé en pied de pente ; (d) Loupe d'arrachement et sillons dans la zone glissée montrant que l'aspect ancien de l'événement ; (e) Les blocs de marnes ; (f) Câble en pied de pente.

Les observations en submersible n'ont pas montré de figures d'arrachement récentes ou de glissements majeurs, ni d'accumulation importante en pied de pente. Le décalage dans le relevé du SHOM était probablement un biais technologique. On peut donc affirmer, suite à la plongée Escyanice 06, que cette zone n'a pas été instable en 1979.

Je vais maintenant présenter les images SAR et les plongées associées à ces images. Les données seront présentées de l'ouest vers l'est.

Le profil SAR 5202 et la plongée Same 60 (localisation sur la **figure IV-17**) ont été réalisés le long du premier talweg situé le plus à l'Ouest sur la pente continentale. Le talweg est caractérisé par des versants abrupts avec de nombreuses ravines.

La **figure IV-19a** présente l'image SAR 5202 rectiligne (non corrigée de la navigation) et la **figure IV-19b** présente le profil 3,5 kHz associé à cette image. La **figure IV-19c** correspond à l'image SAR interprétée. On remarque la présence d'un affluent de taille importante arrivant du versant gauche. La partie aval du profil correspond à la confluence du talweg avec le canyon du Var. La résédimentation du profil SAR ne permet pas de mettre en évidence des objets dans le canyon du Var. Nous allons voir les détails lors de la description de la plongée Same 60, localisée sur le profil SAR (**figure IV-19c**). Le coin droit en haut de l'image correspond à une partie de la base du 2^{ème} talweg.

- SAME : plongée 60 (Same, 1986)

Plusieurs faciès ont pu être décrits lors de cette plongée. Des affleurements conglomératiques ont été observés (**figure IV-20a et b**). Des blocs venant de l'amont se trouvent sur un de ce type d'affleurement conglomératique (**figure IV-20a**).

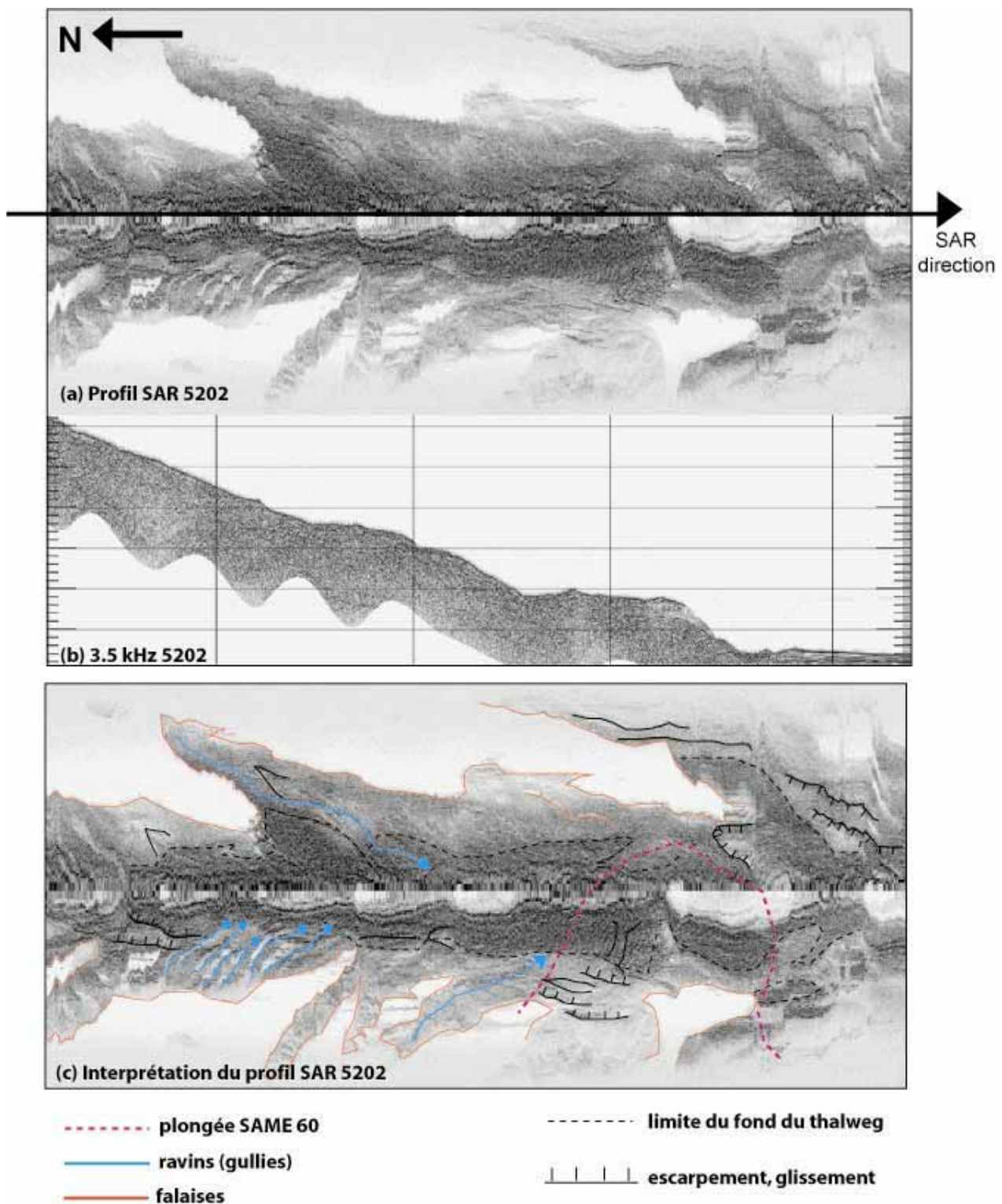


Figure IV-19 : Profils SAR 865202 (voir figure IV-17 pour localisation) réalisé le long du thalweg situé le plus à l'ouest. (a) profil SAR brut, (b) profil 3,5 kHz associé au profil SAR et (c) profil SAR interprété. L'interprétation du profil SAR montre de nombreux thalwegs descendants la pente ainsi que des escarpements.

Plusieurs blocs, qui ne semblent pas être en place, se sont accumulés en pied de pente. Ces blocs d'origine calcaire proviennent des remblais du nouveau port, car aucun affleurement de cette lithologie n'est connu dans la zone (**figure IV-20d et e**).

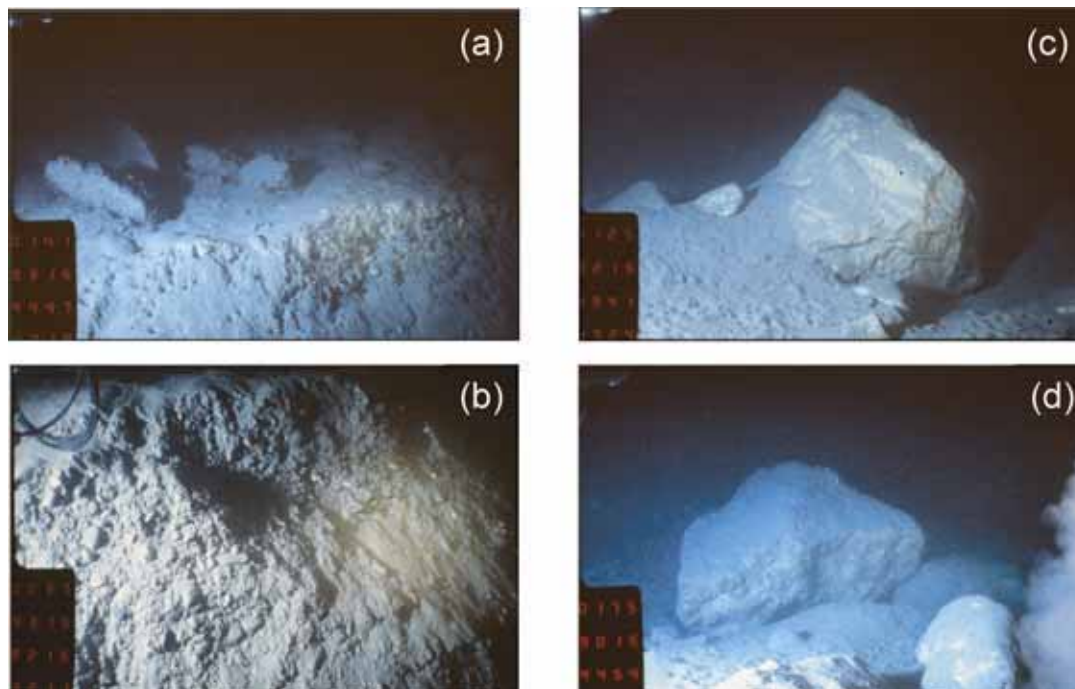


Figure IV-20 : SAME, plongée 60 montrant (a) blocs sur un affleurement conglomératique ; (b) affleurement conglomératique ; (c) bloc jaunâtre probablement du calcaire enfoui à la base et présentant des dépôts de vase et de petits galets ; (d) Eboulis de blocs de calcaire provenant des remblais du nouveau port.

Le troisième thalweg de la pente continentale, celui arrivant directement de la zone de glissement de 1979, a été exploré grâce au profil SAR 5502 (Same, 1986) et de deux plongées : Escyanice 13 (Escyanice, 1980) et Monicya 75 (Monicya, 1989).

La **figure IV-21a** présente l'image SAR rectiligne du profil 5502 (localisation sur la **figure III-17**). L'image SAR correspond seulement à la partie aval du profil. Sur le profil 3,5 kHz (**figure IV-21b**) correspondant à l'image SAR 5502, on remarque la présence de ruptures de pente pouvant correspondre à des cicatrices d'arrachement. Deux dépôts transparents identifiés en aval sur la pente, correspondraient à des dépôts gravitaires liés aux glissements, ou à l'effet de bord du thalweg.

La **figure IV-21c** représente un zoom de la zone où un dépôt gravitaire a été identifié le long du trajet du SAR. L'analyse du profil montre la présence d'une zone affectée par de nombreuses cicatrices d'arrachement (contours verts) dans la partie inférieure du flanc gauche du thalweg. Le versant droit est entaillé par de ravines.

Le deuxième zoom (**figure IV-21d**) a été réalisé en pied de pente, à la confluence entre le 4^{ème} thalweg et le canyon du Var ainsi que la pente qui sépare les thalwegs 3 et 4. L'embouchure du 4^{ème} thalweg est marquée par des fortes réflectivités du fond et on arrive à distinguer des structures au fond du talweg. Ces structures bien marquées correspondant à des contours ondulés plus ou moins rectilignes et mettent en évidence la présence de sédiments grossiers, sûrement des rides de galets

observés lors des plongées (Escyanice 13, **figure IV-22**). Sur le profil 3,5 kHz les rides correspondent à un faciès sourd (pas de pénétration). Des glissements affectent le pied de pente (entre les deux talwegs) qui semble très déstabilisé.

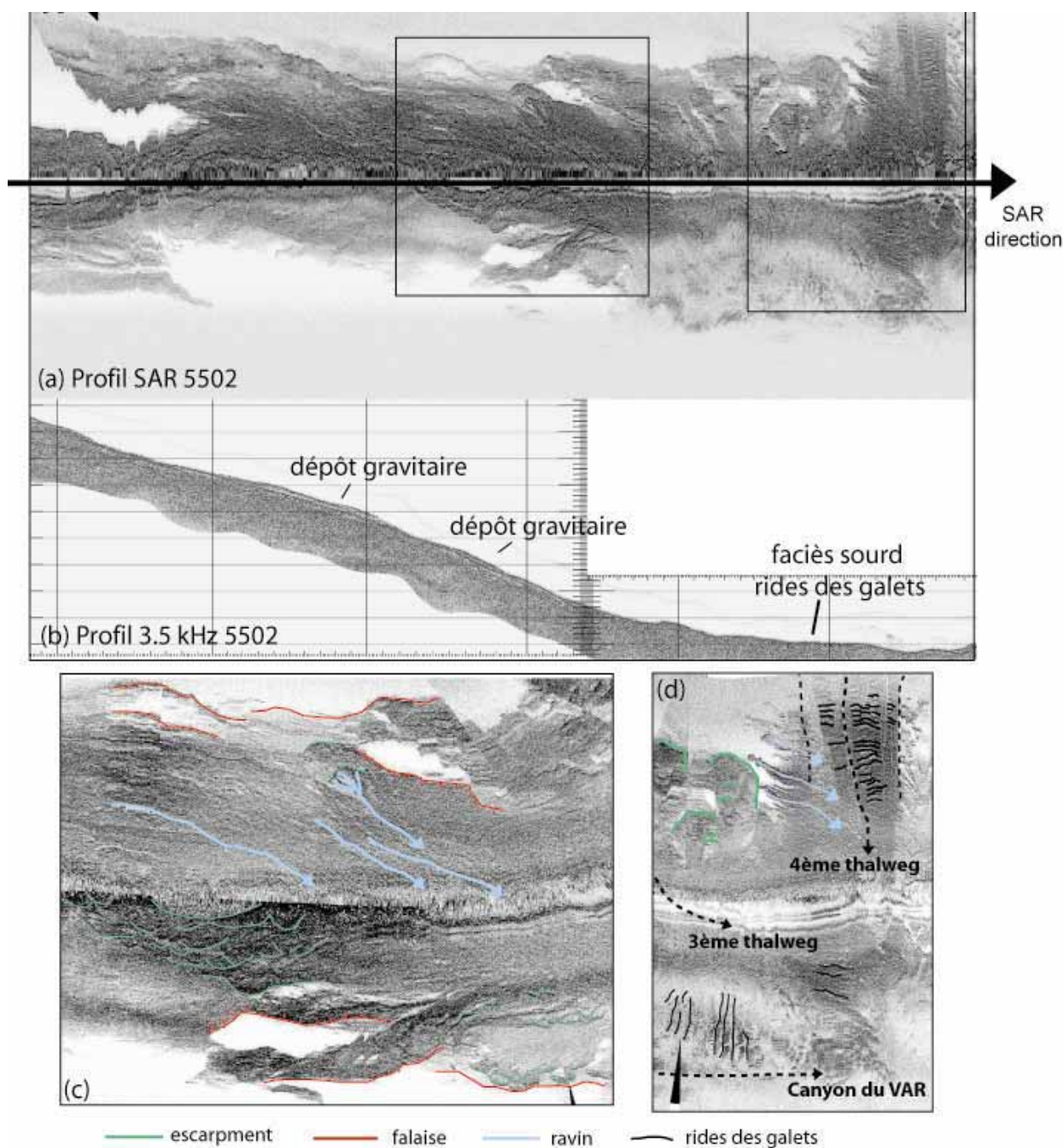


Figure IV-21 : Profils SAR 5502 (voir figure IV-17 pour localisation) a été réalisé le long du 3^{ème} thalweg qui descend directement de l'aéroport avec (a) profil SAR non interprété, (b) profil 3,5 kHz du profil SAR, (c) zoom dans une zone affectée par des glissements et (d) zoom dans la partie aval montrant les rides de galets.

- Escyanice: plongée 13 (Escyanice, 1980) (trajet rose sur la **figure III-17**)

L'**objectif** de cette plongée était l'exploration du canyon du Var à la confluence avec le thalweg qui descend directement de la zone de glissement.

Résultats : Le fond du canyon du Var est couvert par un champ de rides de galets (**figure IV-22a** et **figure IV-22b**). Les galets sont de taille centimétrique (**figure IV-22a**). Des chaos des blocs de

marne apparaissent à partir des fonds de 1050 m de profondeur (**figure IV-22 c, d, e**). Les blocs ont des tailles métriques et forment parfois des empilements instables. Ce faciès peut être le résultat des événements récents et peut représenter des éboulements de parois ou le fractionnement sur les bords d'une unité de glissement (**figure IV-22c**). Le faciès a pu être suivi tout au long de la remontée dans le thalweg ce qui amène à penser que son extension va jusqu'en haut du thalweg, c'est-à-dire à l'endroit du glissement de 1979. On suppose, donc, que les éboulements sont liés au passage du courant de turbidité de 1979.

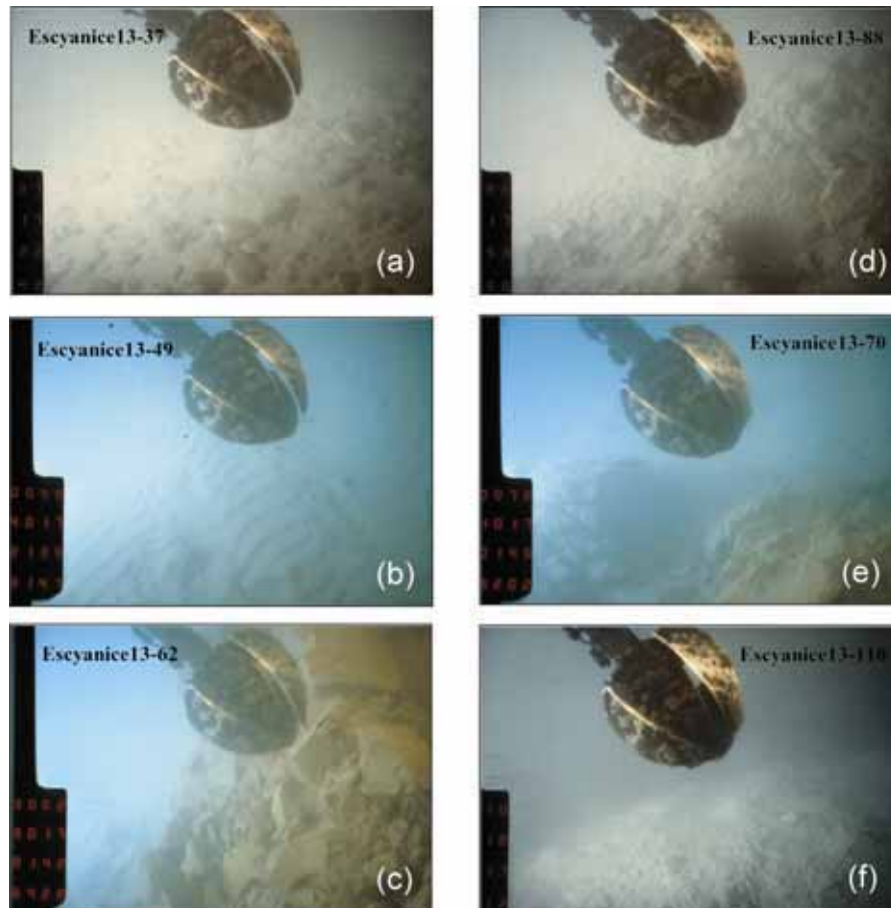


Figure IV-22 : Escyanice – plongée 13 (a) fond à galets de la bordure du canyon du Var ; (b) champ de ripple-marks irréguliers, à crêtes sigmoïdes ; (c) flanc d'un massif chaotique de blocs de vase de 20-40 cm de diamètre ; (d) blocs de vase de différentes tailles, fragmentés, sur une pente instable ; (e) blocs de vase éclatés et partiellement désagrégés ; (f) éboulis de vase et de galets.

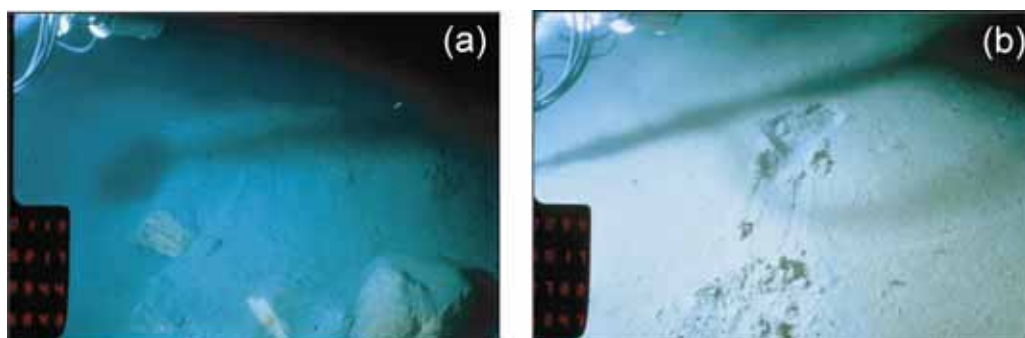


Figure IV-23 : Monicya, plongée 75 montrant (a) le surcreusement et l'accumulation de blocs de remblais et déchets anthropiques ; (b) déstabilisation de dépôts vaseux.

- Monicya : plongée 75 (Monicya, 1989) (trajet rouge sur la **figure III-17**)

La campagne Monicya (1989) visait à compléter les observations précédentes, en utilisant les informations SAR qui n'étaient pas disponibles lors des plongées Escyanice. La plongée 75 consiste à remonter le long de l'affluent qui descend directement de la zone d'effondrement de 1979. Lors de la remontée le long du thalweg, il a été intéressant de mettre en évidence la présence de blocs. La **figure IV-23a** montre l'accumulation de blocs de remblais et de déchets anthropiques dans un surcreusement situé dans un coude du thalweg, vers le milieu de la pente continentale. Le passage du submersible à côté des crêtes ou des replats induisait l'apparition de petites zones d'instabilité. Les dépôts de vases devenaient instables sous l'effet des vibrations dû au submersible (**figure IV-23b**).

Le dernier profil SAR décrit ici est le profil 7601 (**figure IV-24**), qui a été réalisé le long du quatrième thalweg de la pente continentale. La plongée Escyanice 08 a été réalisée en pied de pente, à la confluence de ce thalweg avec le canyon du Var.

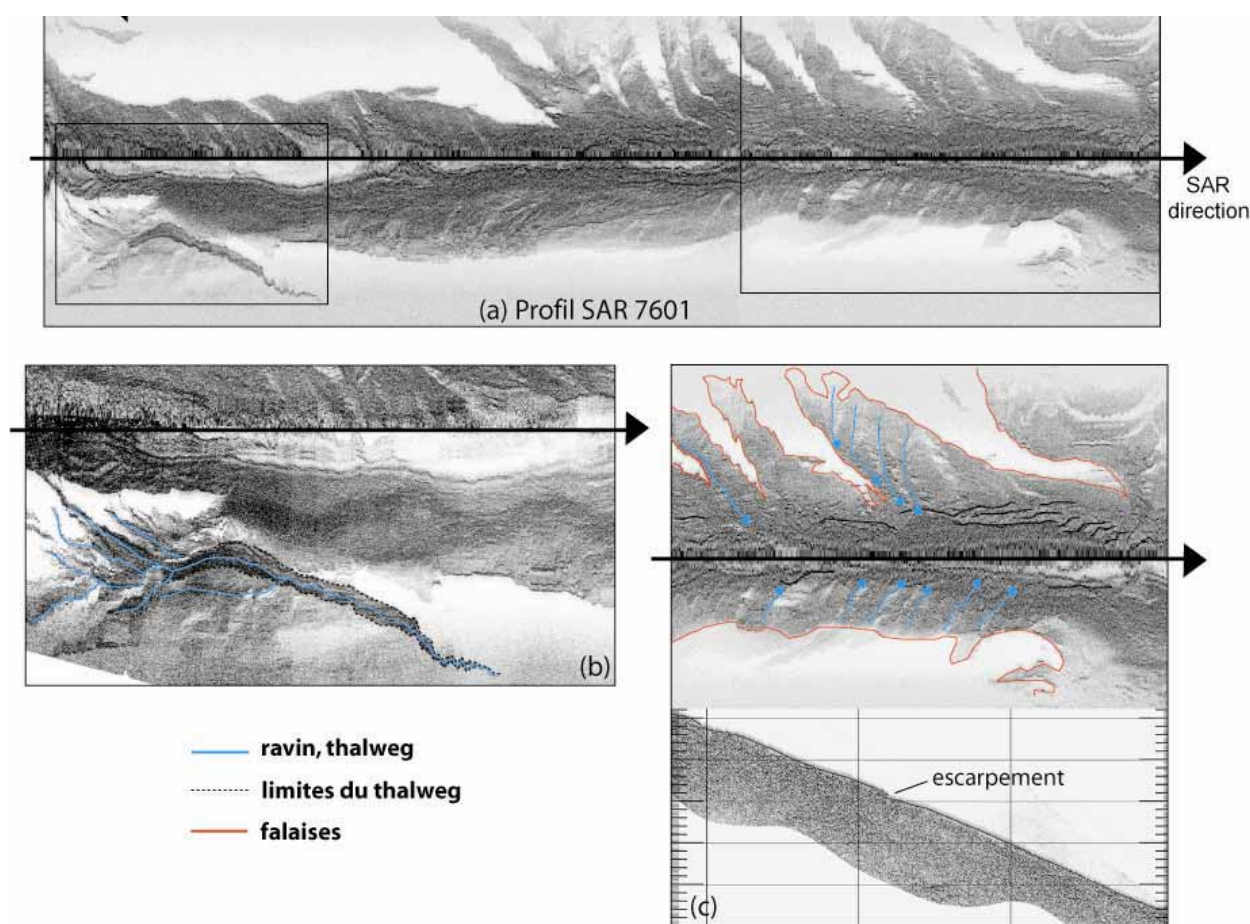


Figure IV-24 : Profils SAR 7601 (voir **figure IV-17** pour localisation) réalisé le long du thalweg arrivant directement de la zone d'effondrement de 1979. (a) profil SAR brute, (b) zoom dans la partie amont du profil montrant l'incision d'un thalweg, (c) zoom SAR et profil 3,5 kHz montrant la partie aval du profil.

La **figure IV-24a** présente l'image rectiligne du profil SAR 7601 non interprété. Les rectangles identifiés sur la **figure IV-24a** correspondent aux deux zones présentées plus en détail dans la **figure IV-24b** et **figure IV-24c**.

La **figure IV-24b** montre une structure d'érosion qui s'étend sur au moins 1 km de long (incomplet par manque de donnée). Ce thalweg arrive directement de la zone de l'effondrement et l'image que nous avons se situe à environ 2,7 km de distance de la zone de glissement de 1979. Le thalweg ainsi qu'un petit bassin de drainage provenant d'un versant situé à gauche, sont très bien mis en valeur par les différents nuances de gris. L'érosion semble importante à cet endroit, on peut donc imaginer qu'elle doit être encore plus marquée dans la partie amont.

Le zoom présenté dans la **figure IV-24c** montre la partie sud du profil SAR qui correspond à la confluence entre le 4^{ème} thalweg et le canyon du Var. Le profil sondeur de sédiment permet de mettre en évidence une cicatrice de glissement. De nombreuses ravines arrivent des versants.

- Escyanice : plongée 08 (Escyanice , 1980) (trajet vert sur la **figure III-17**)

Objectif: Reconnaissance du lit du Var au débouché du 4ème thalweg arrivant de l'aéroport et recherche des modifications des fonds induites par le glissement.

Résultats: Trois zones ont été reconnues successivement :

La première zone d'étude a été le lit du Var, qui est caractérisé à l'ouest par un faciès de dépôt plutôt fin (rides de galets centimétriques) (**figure IV-25 c, d**). En revanche, la partie Est du lit du canyon Var est caractérisée par des galets de taille plus importante (**figure IV-25b**).

Quelques blocs anguleux provenant du remblai (calcaire ou conglomérat pléistocène) ont pu être observés (**figure IV-25a**). On associe ces blocs au remblai, car leur lithologie ne correspond à aucun affleurement connu dans la zone ; ils viennent donc d'ailleurs.

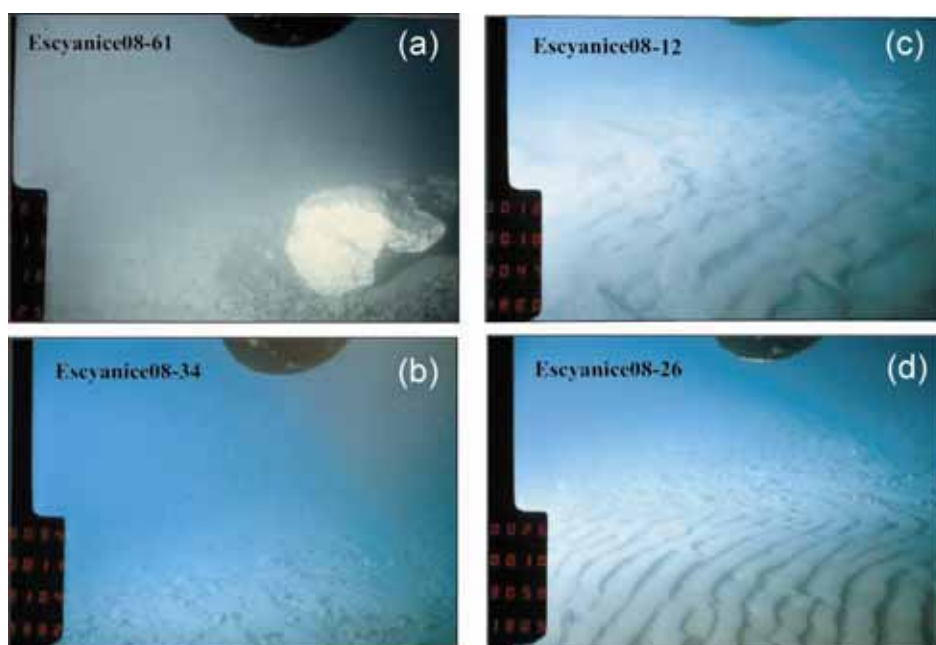


Figure IV-25 : Escyanice, plongée 08 montrant (a) bloc anguleux ; (b) champ de galets ; (c) champ de ripple-marks irréguliers, à crêtes sigmoïdes ; (d) champ de rides et accumulation des galets dans le fond du canyon.

La **figure IV-26** présente la synthèse des résultats obtenus à partir de la description des plongées et des images sonar. On montre en trait rouge sur la **figure IV-26** le trajet de l'écoulement de 1979.

La taille des différents objets anthropiques déposés en milieu de pente (observation de la plongée Monicya 75) montre l'importance de l'énergie et de la capacité de transport de l'écoulement. Il est alors très probable que l'écoulement arrivant de la zone de l'aéroport soit responsable de l'incision du 3^{ème} thalweg observé sur la pente continentale. Par manque de données bathymétriques avant l'événement de 1979, nous pouvons baser nos suppositions sur les observations directes des plongées et les modélisations numériques (Mulder et al., 1997).

On remarque sur la **figure III-26** (trajet rouge) que l'écoulement principal, arrivant directement de l'aéroport, semble se diviser à plusieurs reprises, c'est le phénomène de débordement. Le débordement de l'écoulement pourrait expliquer l'érosion dans les thalwegs et les accumulations en pied de pente (**figure III-26**). A part l'accumulation observée dans le coude d'un thalweg, en milieu de pente (plongée Monicya 75), aucune autre accumulation n'a été observée dans les fonds des thalwegs.

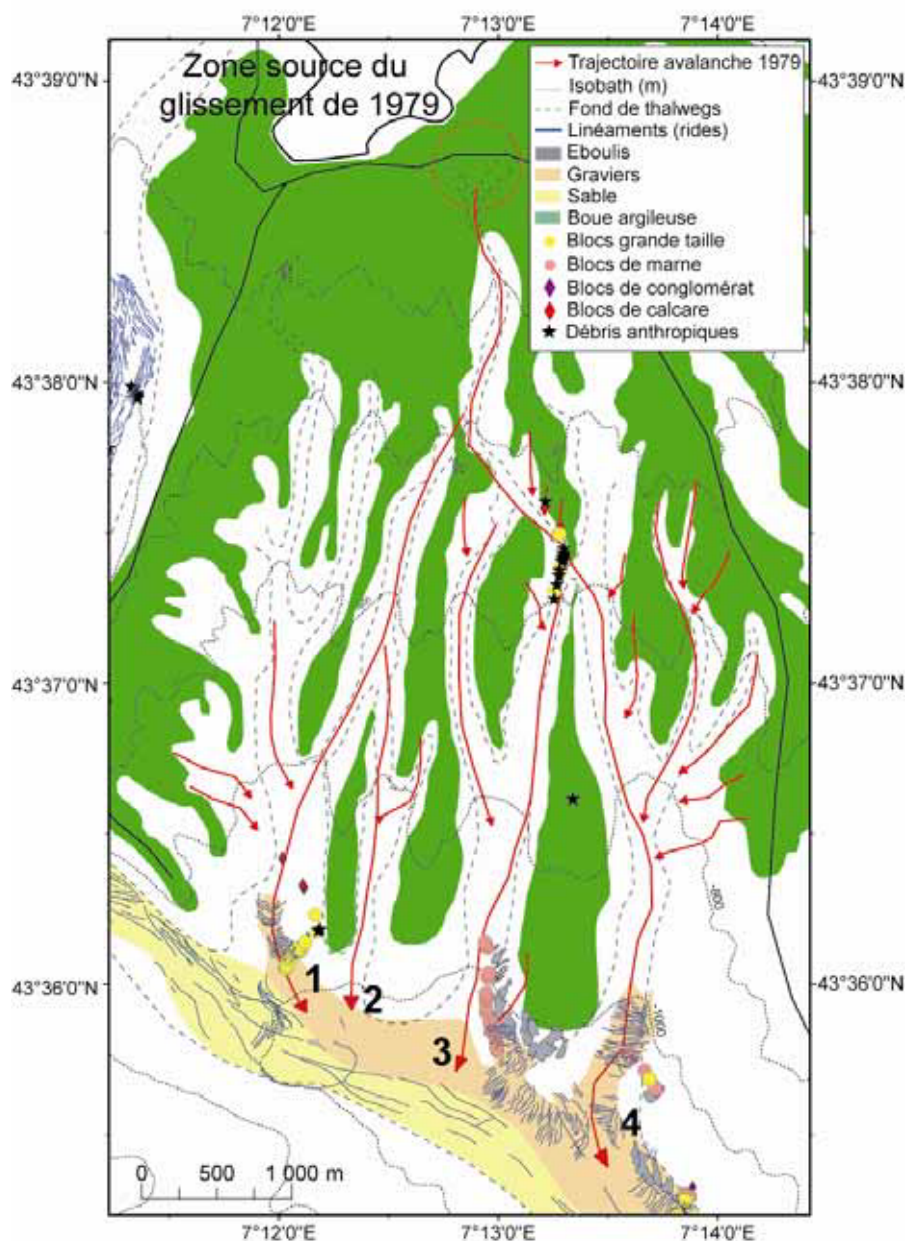


Figure IV-26 : Synthèse des figures sédimentaires et des différents types de faciès sédimentaires (dunes des galets, blocs rocheux, etc...) à partir des plongées et des images SAR (SIG-Var IFREMER) (Mercator, WGS 1984).

D'importantes accumulations des blocs et les parois déstabilisées sont observées en pied de pente au niveau de tous les 4 thalwegs (**figure IV-26**). Les blocs de calcaire ou de conglomérat n'appartiennent pas aux affleurements connus dans la zone, ce qui nous permet d'attribuer leur source au remblai de la nouvelle construction de l'aéroport.

2.3. Analyse de la sismique dans la zone de Nice

L'IFREMER dispose de très nombreux profils sismiques pour la zone de la Baie des Anges, acquises durant les 25 dernières années. Malheureusement, en raison de la forte pente et de reliefs accidentés en haut de la pente continentale, peu de profils sont interprétables. En 2000, lors de la campagne IMANICE, des profils de sismique réflexion 3D très haute résolution, ont été acquis.

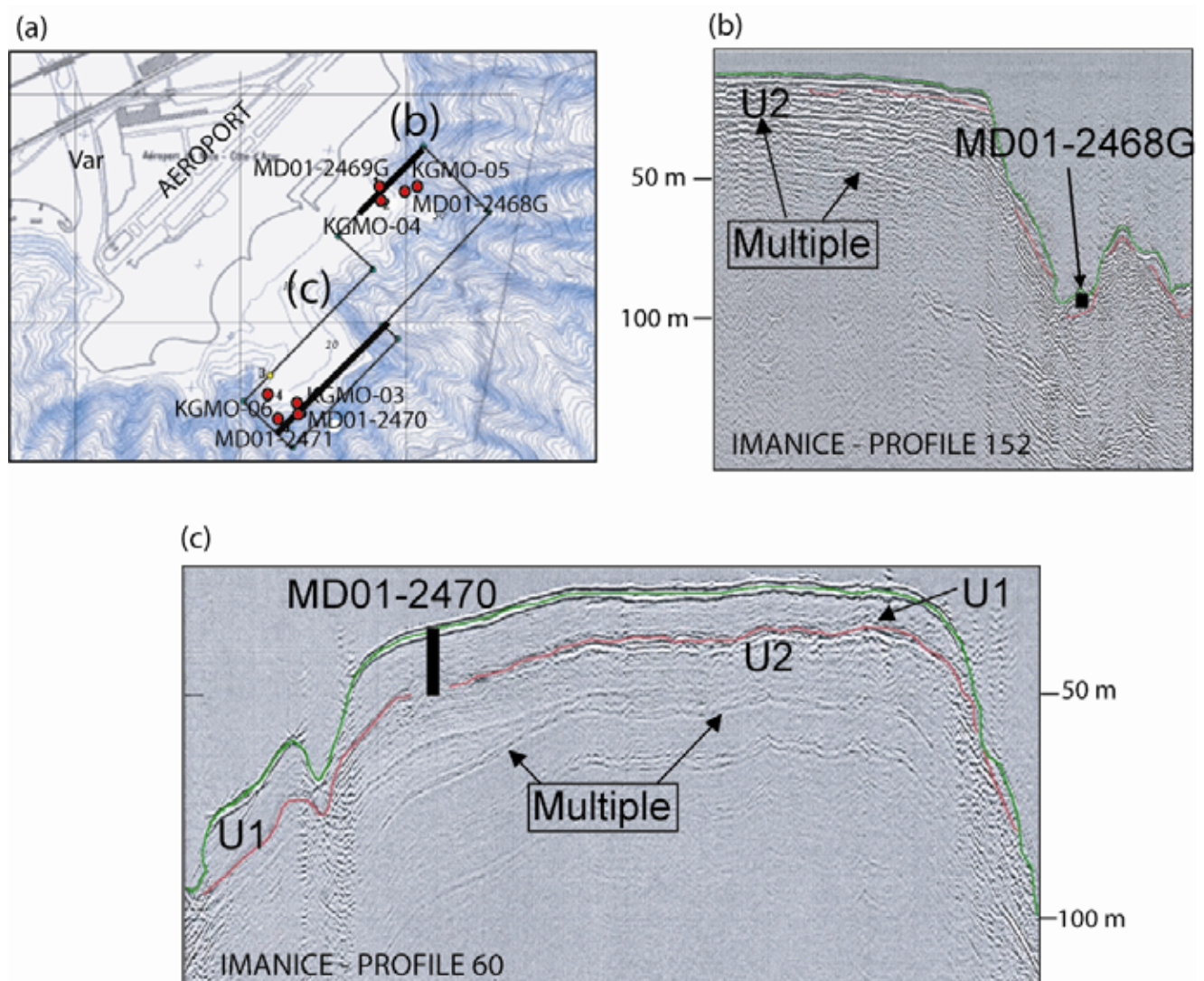


Figure IV-27 : (a) Carte bathymétrique montrant la localisation de la boîte de sismique 3D THR (IMANICE, 2000) ainsi que la localisation des carottes sédimentaires issues des campagnes GMO 1 (KGMO-03, KGMO-04, KGMO-05 et KGMO-06) et Géosciences II (MD01-2468G, MD01-2469G, MD01-2470 et , MD01-2471) (Lambert III) ; (b) profil sismique THR montrant la localisation de la carotte MD01-2468G et (c) profil sismique THR montrant la localisation de la carotte MD01-2470.

La **figure IV-27** montre la localisation de la boîte des profils sismique 3D sur le plateau et le haut de la pente continentale à proximité de la zone de glissement de 1979, et la localisation des profils sismiques sur lesquels nous avons localisé les carottes sédimentaires collectées pendant les campagnes GMO1 et Géosciences II.

Deux unités sismiques ont été identifiées grâce au travail de S. Delandsheer (2001) :

3. L'unité supérieure (U1) qui est caractérisée par une épaisseur variable comprise entre 0 et 22 m, sur le plateau et la pente continentale. L'unité correspond à un faciès sismique homogène caractérisé par des réflecteurs parallèles, de très faible énergie, moulant la topographie sousjacente (drapage). Ce faciès sera appelé par la suite, le faciès homogène, transparent. L'unité s'épaissit vers le large.

4. L'unité inférieure, U2, qui est caractérisée par un sommet irrégulier entaillé par de nombreux sillons (gullies). Le faciès sismique est assez chaotique de plus ou moins forte énergie. La limite entre les deux unités est représentée par un réflecteur de forte amplitude et qui peut être suivie sur toute la zone. L'unité supérieure, U1, est considérée comme une couche de sédiments fins (vases) qui s'était probablement déposée de manière isopaque sur la topographie préexistante.

La **figure IV-28** présente la carte isopaque de l'unité U1, du faciès homogène et transparent. L'épaisseur de cette unité est très variable. Le plateau deltaïque situé au Sud de l'aéroport présente des valeurs d'épaisseur de U1 allant de 0 à 6 mètres. Le rebord de plateau, entre 15 et 20 mètres de profondeur d'eau, semble être caractérisé par une épaisseur plus grande, comprise entre 8 et 10 m.

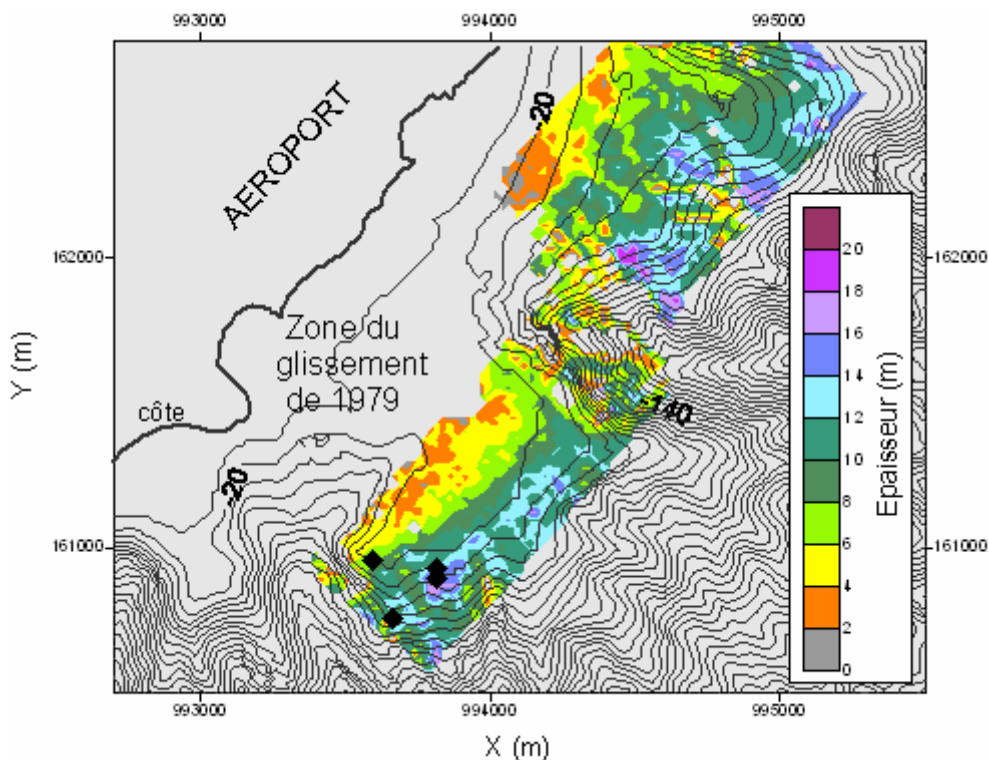


Figure IV-28 : Carte isopaque de l'unité U1 mise en évidence à partir de données sismiques très haute résolution superposée aux contours bathymétriques de la zone du glissement de 1979 (source, Delandsheer, 2001) (Lambert III).

Les valeurs les plus importantes se trouvent sur la pente, et peuvent atteindre par endroit 20 ou 22 m d'épaisseur. Cependant, on remarque des zones à faibles épaisseurs même sur la pente, qui pourraient correspondre à des zones d'instabilité, où la couche de sédiment fin a été enlevée.

Les profils sismiques ont été utilisés pour le positionnement des carottes sédimentaires récupérées lors des campagnes GMO 1 (KGM0 03, 04, 05 et 06) et Géosciences II (MD01-2468G, MD01-2469G, MD01-2470 et MD01-2471). On remarque, que les carottes sont toujours récupérées dans l'unité supérieure, U1 (voir MD01-2470 sur **figure IV-27c**). L'unité U2 n'a pas été échantillonnée car la pénétration du carottier était difficile (voir impossible) à cause de l'existence d'un faciès grossier (sable ou gravier). Nous avons associé la présence du niveau grossier, qui empêche la pénétration du carottier, au réflecteur de forte amplitude observé sur les profils sismiques.

2.4. Analyse des sédiments

Des nombreuses carottes sédimentaires sont disponibles dans la Baie des Anges. J'ai utilisé pour cette étude seulement les carottes issues de trois campagnes océanographiques (GMO1, Géosciences II et ENVAR2), concentrées au voisinage de la zone du glissement de 1979.

Je vais présenter tout d'abord la description sédimentaire des carottes basée sur les simples observations visuelles. Sur la base de la description sédimentaire des carottes j'ai pu mettre en évidence différents faciès sédimentaires. La détermination de faciès sédimentaires est basée sur les observations visuelles, les nombreuses mesures granulométriques et l'analyse des images de radioscopie X.

Etude sédimentologique

1. Les carottes récupérées à l'est de la zone du glissement : KGM0-04, KGM0-05, MD01-2468G et MD01-2469G (**figure IV-29**).

KGM0-04 : 3,07 m de sédiment ont été prélevés par 16 m de profondeur d'eau sur le plateau continental dans une zone stable (**figure IV-29**). La description sédimentaire du sédiment montre la présence d'un sable très fin en surface. Les sédiments sont des vases carbonatées argileuses légèrement silteuses à lamines claires carbonatées et lamines sombres (millimétriques à centimétriques) - faciès laminé. Des passées silteuses discontinues à continues (millimétriques à centimétriques) dans une matrice argilo-silteuse forment un faciès assez mélangé, que l'on appelle faciès rubané (*mottled*).

La carotte **KGM0-05**, 3,57 m long, a été collectée dans le même environnement que la carotte précédente (**figure IV-29**). Les séquences sédimentaires sont similaires à celles précédemment décrites. Des coquilles de gastéropodes (turritelles) sont visibles en surface.

La **MD01-2468G**, 4,4m long, est localisée sur la terrasse d'un thalweg (44 m de profondeur d'eau), toujours dans la même zone, à l'Est du glissement de 1979 (**figure IV-29**). La partie supérieure de la carotte est caractérisée par une séquence silteuse à sable très fin. A partir de 1,2 m de profondeur le sédiment devient une argile silteuse plus compacte et cohésive.

De nombreux niveaux fins à débris de bois ainsi que des niveaux centimétriques, noirs, à débris de bois, sont visibles entre 1,7 et 3 m de profondeur. Les lamines sont en général, parallèles et horizontales, mais entre 1,7 et 1,85 m de profondeur, nous avons observé des lamines subhorizontales, à faible pendage.

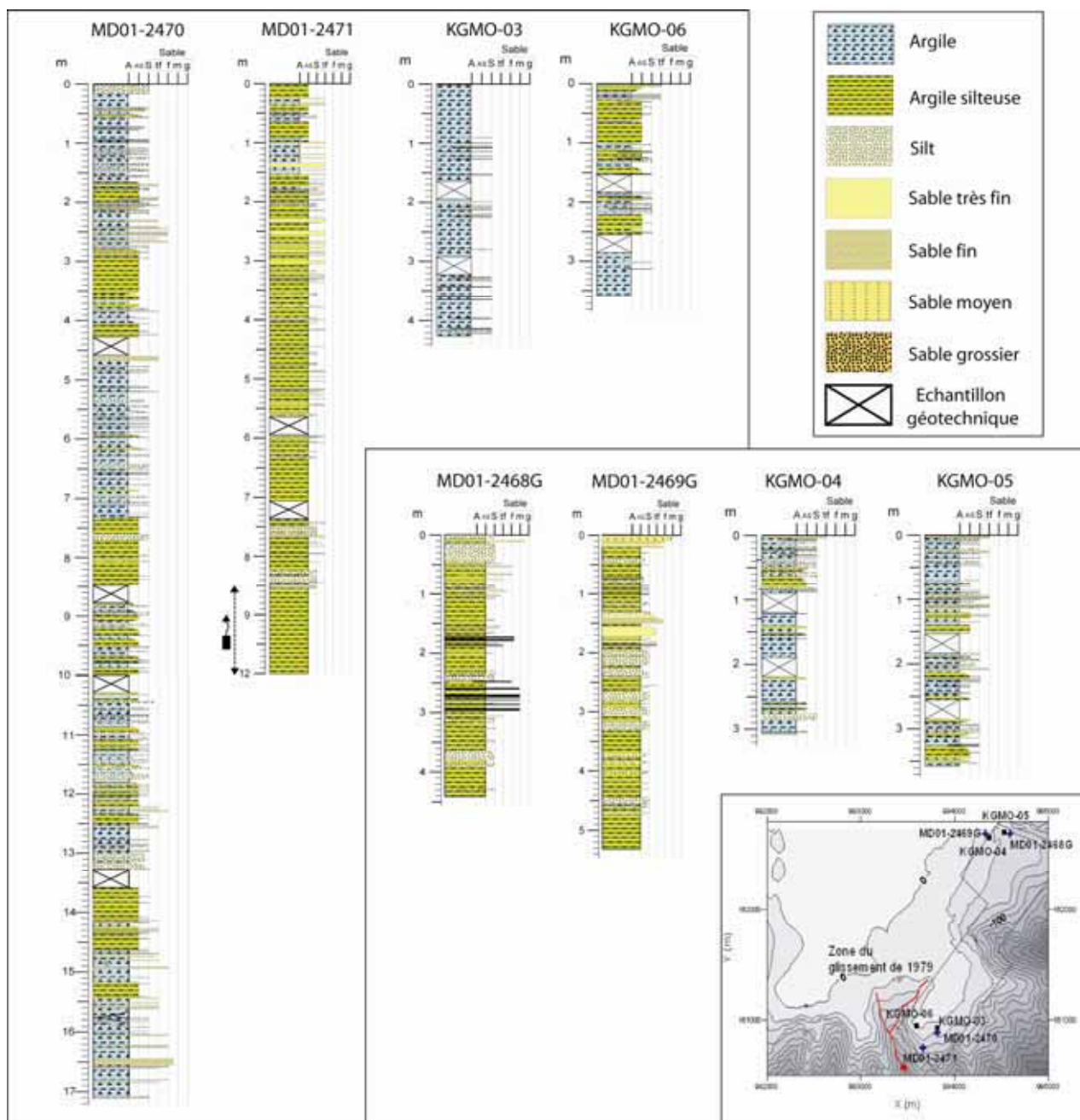


Figure IV-29 : Logs synthétiques des carottes collectées à proximité du glissement de 1979 : (a) au sud de la zone de glissement : MD01-2470, MD01-2471, KGMO-03 et KGMO-06 et (b) au nord de la zone de glissement : MD01-2468G, MD01-2469G, KGMO-04 et KGMO-05.

MD01-2469G est proche de la carotte MD01-2468G et a été récupérée par 17 m de profondeur d'eau (**figure IV-29**). La carotte mesure 5,31 m long et elle est caractérisée en surface (les premiers 20 cm) par un niveau de sable très fin à moyen, à granoclassement inverse, avec des débris végétaux et débris coquilliers. Plusieurs séquences sableuses ont été décrites à différentes profondeurs. Le faciès rubané caractérise aussi le sédiment de cette carotte.

2. Les carottes sédimentaires récupérées à proximité de la zone du glissement de 1979 : **KGMO-03**, **KGMO-06**, **MD01-2470** et **MD01-2471**. Ces carottes ont été prélevées afin de caractériser les sédiments “en place” près de la loupe d’arrachement de 1979 (**figure IV-29**).

La carotte **KGMO-03** mesure 4,26 m de long et a été prélevée à 29 m de profondeur d’eau à proximité de l’aéroport de Nice (**figure IV-29**). La carotte est caractérisée par la présence de vases argileuses légèrement silteuses à lamines claires et sombres, millimétriques à centimétriques (faciès laminé). Des passées silteuses discontinues à continues sont présentes tout au long de la carotte. Des coquilles de gastéropodes (turritelles) ont été décrites en surface.

La carotte **KGMO-06** a été prélevée par 20 m de profondeur d’eau, en haut de pente sur le flanc droit du chenal créé par le glissement de 1979 (**figure IV-29**). Cette carotte mesurant 3,59 m de long, montre en surface un niveau de sable très fin à coquilles de gastéropodes (turritelles). Le reste de la carotte est caractérisé par la même lithologie que celle des sédiments de la carotte **KGMO-03**.

La carotte **MD01-2470** est la plus longue de toutes les carottes disponibles pour cette étude (17,1 m). La carotte se situe sur le haut de la pente continentale, près de la carotte **KGMO-03** (**figure IV-29**). Cette carotte est caractérisée par la même vase argileuse à fines lamines. Des passées silteuses continues à discontinues et des niveaux de sable fin à bases érosives sont visibles sur tout le long de la carotte. Certains niveaux sableux présentent un pendage fort. A partir de 7,5 m de profondeur, l’argile devient plus compacte, plus cohésive à vue d’œil. On observe, à partir de 6,8 m de profondeur, des petites poches vides que l’on a associées à la présence du gaz dans le sédiment.

La carotte **MD01-2471**, mesure 12 m de long. La carotte se situe sur la pente continentale à environ 70 m de profondeur d’eau (**figure IV-29**). Les trois derniers tronçons de la carotte n’ont pas pu être utilisés car ils avaient été déformés par pistonnage lors de l’opération de carottage. Le sédiment de cette carotte est caractérisé par des fines lamines de sable très fin (**figure IV-29**).

3. Deux carottes gravitaires et deux carottes d’interface ont été récemment récupérées dans la loupe d’arrachement du glissement de 1979 : **KENV2-01**, **KENV2-02**, **IENV2-08** et **IENV2-10**. La récupération et l’analyse de ces sédiments étaient nécessaires pour déterminer la lithologie et les propriétés physiques et mécaniques des sédiments proches de la surface de glissement de 1979. L’estimation de l’épaisseur de sédiment enlevé au dessus des carottes, à partir de données bathymétriques avant et après le glissement de 1979, montre des valeurs assez importantes. L’épaisseur est comprise entre 35 et 38 m pour les carottes **KENV2-01** et **IENV2-08** et entre 25 et 28 m pour les deux autres carottes (**KENV2-02** et **IENV2-10**).

La carotte **KENV2-01** mesure 2,28 m de long et a été récupérée par 43 m de fond (**figure IV-30**). Lors de la description sédimentaire de cette carotte, nous avons décrit le même faciès d’argile silteuse à passées de sable très fin (faciès mottled) (**figure IV-30**). Dans la partie supérieure de la carotte, 0,12-0,14 m, on a trouvé des graviers de 2 cm de diamètre. Un autre niveau de sable grossier à galet (1-3 cm de diamètre) a été décrit entre 0,9 et 0,97 m de profondeur. Le sédiment de cette carotte semblait très consolidé lors de l’ouverture de la carotte.

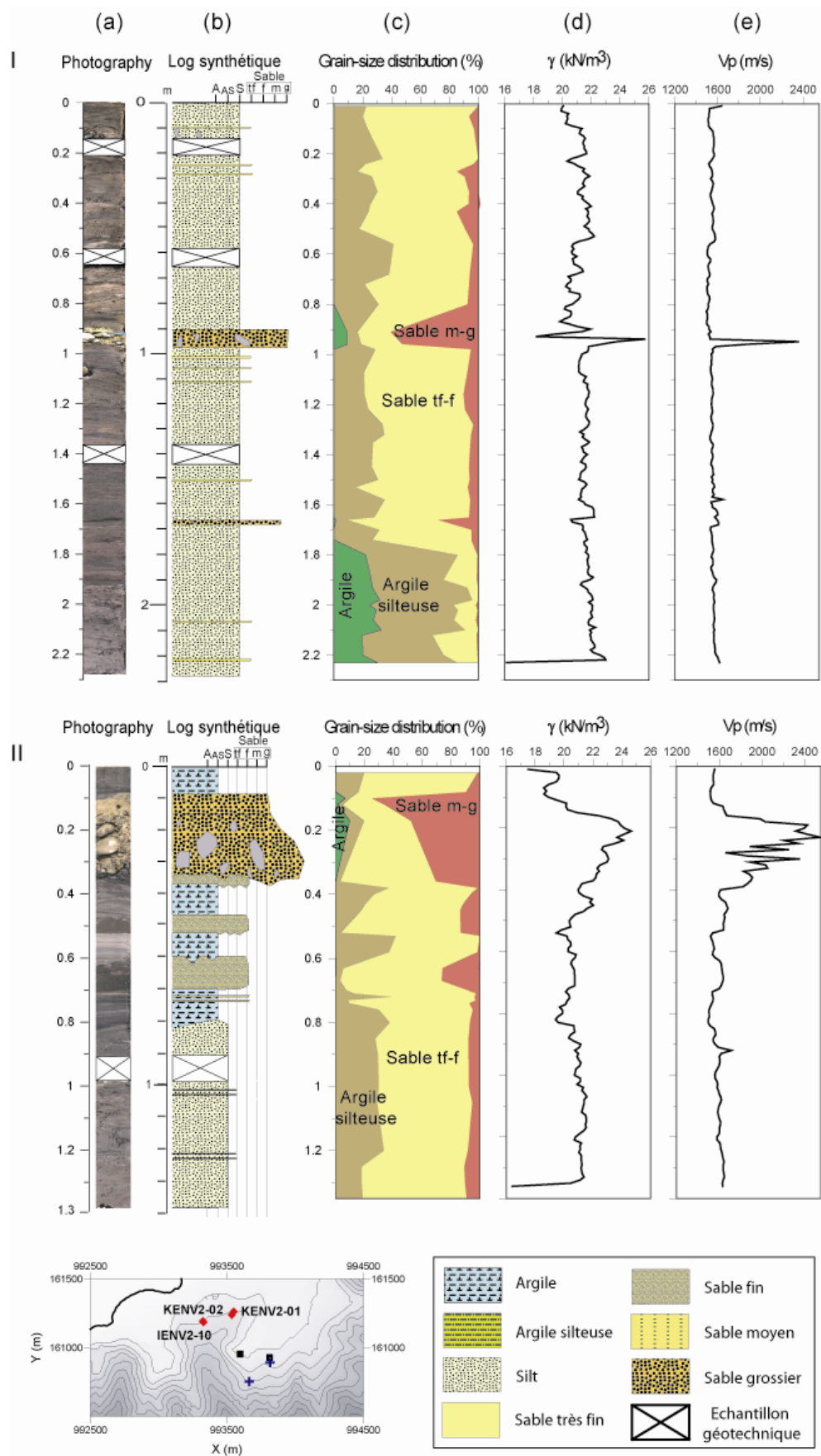


Figure IV-30 : Description et mesures réalisées sur les carottes I-KENV2-01 et II-KENV2-02 avec (a) la photographie, (b) le log synthétique, (c) les courbes de granulométrie, (d) mesure du poids volumique et (e) mesures de Vp.

KENV2-02 à l'Ouest de la carotte **KENV2-01**, dans le coin de l'extension du nouveau port disparu en 1979 (**figure IV-30**). La carotte mesure 1,38 m de long et a été récupérée par 41 m et mesure seulement. A première vue, le sédiment semble être beaucoup plus grossier que celui de la carotte précédente (KENV2-01). Un épais niveau de sable grossier massif contenant aussi des graviers et des cailloux (6 cm de diamètre) est observé entre 0,1 et 0,35 m (**figure IV-30**).

Entre 0,35 et 0,85 m on observe trois niveaux de sable fin, à structures massives et bases érosives qui alternent avec des dépôts argilo-silteux lamin. En dessous de 0,85 m de profondeur on voit apparaître le faciès rubané.

IENV2-10 mesure 0,75 m de long et elle a été récupérée au même endroit que la carotte **KENV2-02** (**figure IV-30**). Le sédiment est caractérisé par une argile silteuse à grains de silt, grise et gorgée d'eau. Quelques lamines fines, de diverses couleurs, apparaissent entre 0,32 et 0,5 m.

Description des faciès sédimentaires

Sur la base de la description sédimentaire et de l'analyse fine des images rX et des mesures granulométriques réalisées sur les carottes lors de ce travail, plusieurs types de faciès sédimentaires ont été identifiés (**figure IV-31**). Nous allons faire seulement une brève énumération des types de faciès, car une analyse détaillée de ceux-ci n'a pas été une priorité dans ce travail de recherche.

Le faciès de lamines fines d'argile - argile silteuse. Ce type de faciès est bien marqué dans toutes les carottes sédimentaires. Les lamines sont très fines présentant différentes couleur et sans un changement granulométrique visible.

Le faciès silto - argileux, faciès rubané. Ce faciès est hétérogène et il présente des arrangements très irréguliers d'argile, de silt et de sable sous la forme de poches, de lentilles, de lamines continues ou discontinues. **Le faciès de lamines noires à fragments de bois.** Ce type de faciès a été rencontré seulement dans la carotte MD01-2468G. Il se présente sous la forme de lits continus, horizontales ou subhorizontales, noirs, à composante noire, végétale. La localisation de la carotte à proximité d'un thalweg peut expliquer la présence des débris végétaux.

Le faciès silteux - sableux. Les niveaux peuvent montrer une structure massive ou avoir un granoclassement normal. Les carottes MD01-2469G et KENV2-02 présentent ce type de faciès sédimentaire.

Le faciès sableux à galets et graviers a été décrit seulement dans les carottes KENV2-01 et KENV2-02. Le sable est grossier, de couleur jaunâtre.

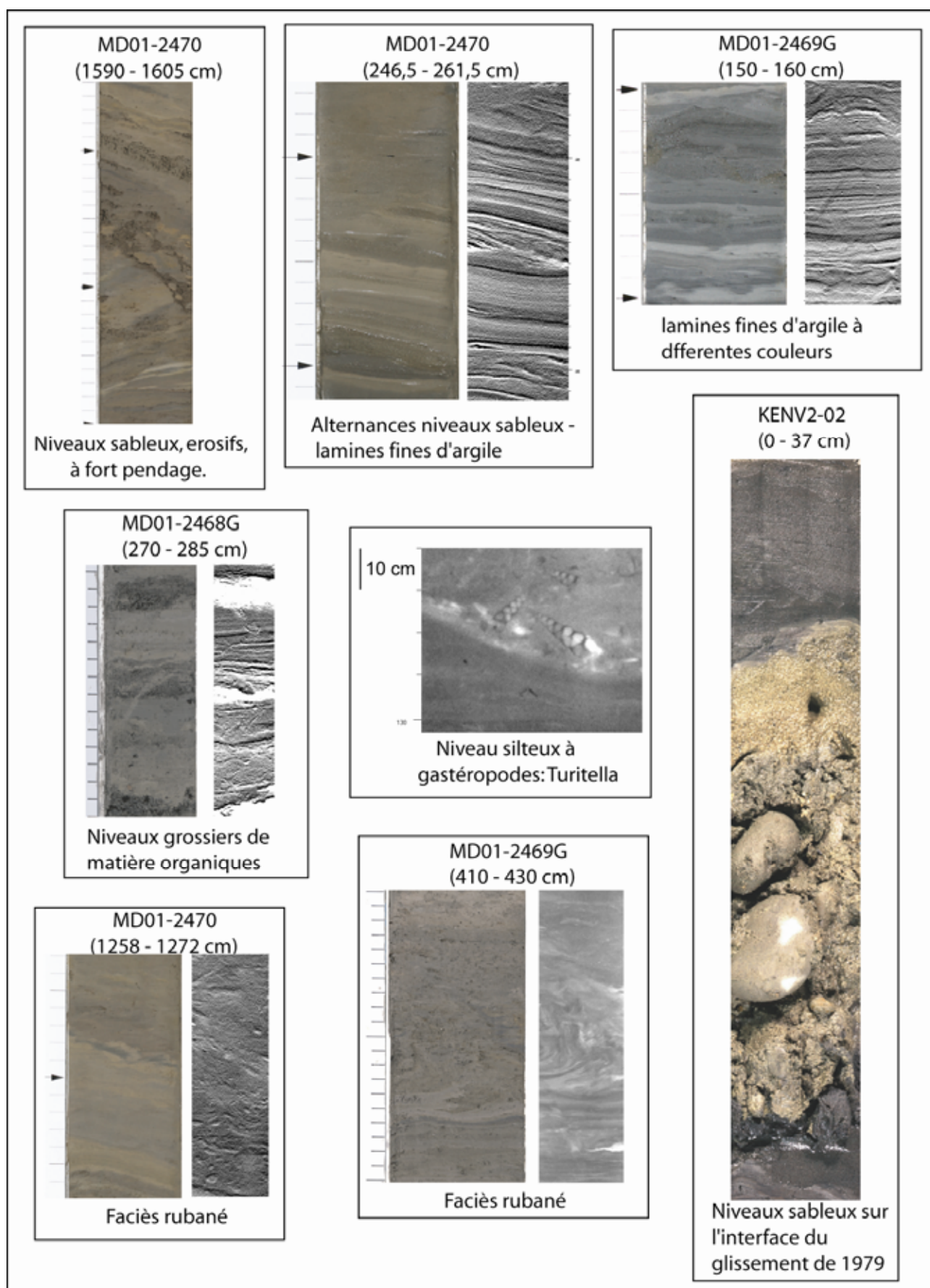


Figure IV-31 : Les différents faciès sédimentaires décrits sur les carottes de la zone de Nice.

Détermination de propriétés physiques et mécaniques des sédiments

Toutes les carottes ont été passées au banc MSCL et des mesures géotechniques ont été réalisées sur les carottes sédimentaires (V_p , cohésion non drainée, teneur en eau, indices de plasticité). Les rectangles blancs, visibles sur les logs synthétiques des carottes (**figure IV-29** et **figure IV-30**), montrent la position des échantillons prélevés pour des essais géotechniques tels que les essais oedométriques et les essais triaxiaux cycliques.

Je vais présenter les différentes propriétés mécaniques des carottes zone par zone, comme pour la description sédimentologique. Les huit carottes (**KGMO-03, KGMO-04, KGMO-05, KGMO-06, MD01-2468G, MD01-2469G, MD01-2470 et MD01-2471**) ont déjà fait l'objet de descriptions des propriétés géotechniques (Sultan et al., 2004). Je vais donc les rappeler brièvement afin de pouvoir comparer leurs propriétés mécaniques avec celles des carottes récemment collectées dans la loupe d'arrachement de 1979. Seules les carottes collectées dans la loupe d'arrachement **KENV2-01, KENV2-02, IENV2-08 et IENV2-10** seront donc détaillées d'un point de vue géotechnique, car c'est la première fois que nous disposons de sédiments à l'interface du glissement de 1979.

1. Les carottes sédimentaires récupérées à proximité de la zone du glissement de 1979 : **KGMO-03, KGMO-06, MD01-2470 et MD01-2471 (figure IV-32a)**. Ces carottes ont été prélevées afin de caractériser les sédiments "en place" près de la loupe d'arrachement.

La **figure IV-32a** présente les profils de la cohésion non drainée (S_u), la sensibilité ($St = S_u/S_{u_{rés}}$) et du rapport cohésion non drainée/contrainte verticale effective (S_u/σ'_v) de ces quatre carottes. La S_u montre une augmentation linéaire avec la profondeur. Le sédiment est caractérisé en surface par des valeurs de S_u comprises entre 2 et 5 kPa. Un maximum de 20 kPa est atteint à 17 mètres de profondeur. En ce qui concerne les valeurs de la sensibilité, on remarque une quasi-linéarité des valeurs pour les 4 carottes. Seules, deux valeurs de St sont supérieures à 4 et correspondent au sédiment de la carotte MD01-2471. Les valeurs du rapport S_u/σ'_v sont supérieures à 1 dans le premier mètre et descendent ensuite en dessous de 1.

2. Les carottes récupérées à l'est de la zone du glissement : **KGMO-04, KGMO-05, MD01-2468G et MD01-2469G (figure IV-32b)**

La **figure IV-32b** présente les résultats des mesures réalisées sur les quatre carottes sédimentaires collectées à l'est de la zone du glissement de 1979 (KGMO-04, KGMO-05, MD01-2468G et MD01-2469G). Les valeurs de la cohésion non drainée (S_u) présente une allure linéaire, avec une faible augmentation en fonction de la profondeur. Des valeurs plus importantes de S_u , allant jusqu'à 33 kPa, ont été mesurées sur la carotte MD01-2469G sur le sédiment de surface. La sensibilité des sédiments est caractérisée par une valeur moyenne de 2. Deux valeurs mesurées sur la carotte MD01-2469G correspondent à une sensibilité importante égale à 12.

Comme pour les autres carottes, le sédiment est caractérisé par une surconsolidation apparente en surface (**figure IV-32b**). Les valeurs du rapport S_u/σ'_v descendent en dessous de 1, vers 2 mètres de profondeur, seul la carotte KGMO-04 est caractérisée par des valeurs supérieures à 1 (**figure IV-32b**).

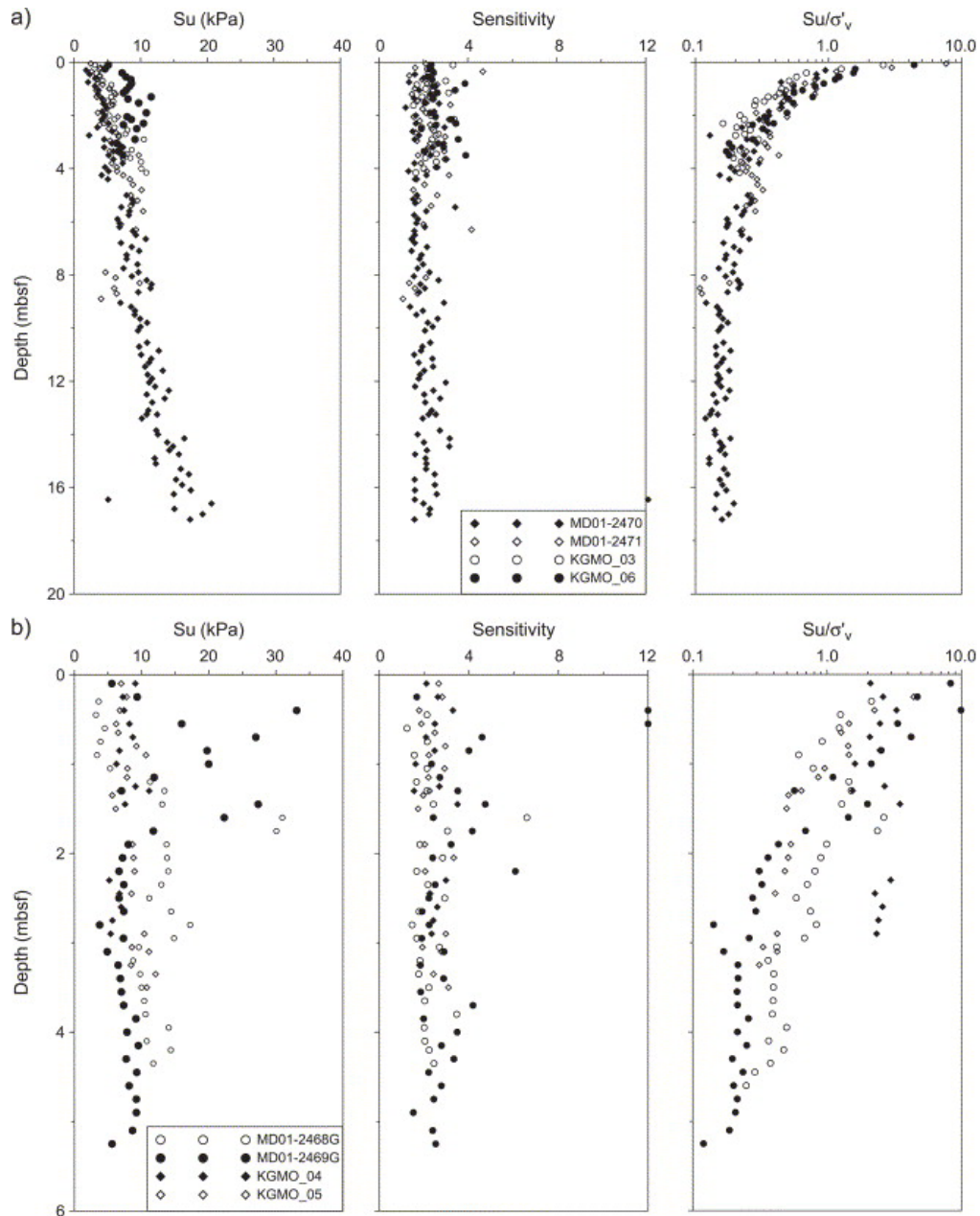


Figure IV-32 : Graphiques illustrant les caractéristiques géotechniques comme la cohésion non drainée (S_u), la sensibilité ($S_u/S_{u_{rés}}$) et le rapport S_u/σ'_v pour (a) MD01-2470, MD01-2471, GMO-03 et GMO-06 et (b) MD01-2468G, MD01-2469G, GMO-04 et GMO-05 (Sultan et al., 2004) .

3. Les carottes récupérées dans la loupe d'arrachement du glissement de 1979 : **KENV2-01**, **KENV2-02**, **IENV2-08** et **IENV2-10**.

La carotte **KENV2-01** se caractérise par des valeurs importantes du poids volumique 19 kN/m^3 en surface et entre 20 et 22 kN/m^3 pour le reste de la carotte (**figure IV-30-Id**). Les vitesses de compression V_p , mesurées au banc MSCL, augmentent légèrement avec la profondeur, avec des valeurs entre 1500 et 1560 m/s pour la partie supérieure et 1600 et 1650 m/s dans la partie inférieure de la carotte (**figure IV-30-Ie**). Le niveau de sable grossier (situé entre 0,90 et 0,97 m) se caractérise par un maximum de 26 kN/m^3 et 2400 m/s. La cohésion non drainée (S_u) est quasi constante jusqu'à 0,9 m (5 kPa et 10 kPa) (**figure IV-33a**). Au dessous du niveau sableux (après 0,97 m), la cohésion non drainée présente un gradient linéaire, avec une valeur maximale de 34 kPa

à 2,2 m de profondeur. Le sédiment est caractérisé par valeur du rapport Su/σ'_v supérieure à 1 (**figure IV-33c**). Les mesures de sensibilité montrent des valeurs comprises entre 2 et 6 avec quelques valeurs de 11 et 12.

Les premiers 10 cm de la carotte **KENV2-02** sont caractérisés par un poids volumique compris entre 17 et 20 kN/m³, suivis par des valeurs plus importantes caractérisant le niveau de sable grossier (**figure IV-30-IId**). Au-dessous de ce niveau, après 0,35 m de profondeur, le poids volumique présente une allure constante avec des valeurs comprises entre 20 et 22 kN/m³. En ce qui concerne les mesures de V_p , on remarque que les valeurs se situent entre 1500 et 1700 m/s (**figure IV-30-IIe**). Seul, le niveau de sable grossier présente un maximum de 2400 m/s (mesure réalisée au banc MSCL). Les valeurs de la cohésion non drainée sont élevées et le rapport Su/σ'_v montre l'état de surconsolidation des sédiments (**figure IV-33c**).

La **figure IV-33** montre une comparaison entre les deux carottes Géosciences II (MD01-2470 et MD01-2471) et les deux carottes ENVAR 2 (KENV2-01 et KENV2-02).

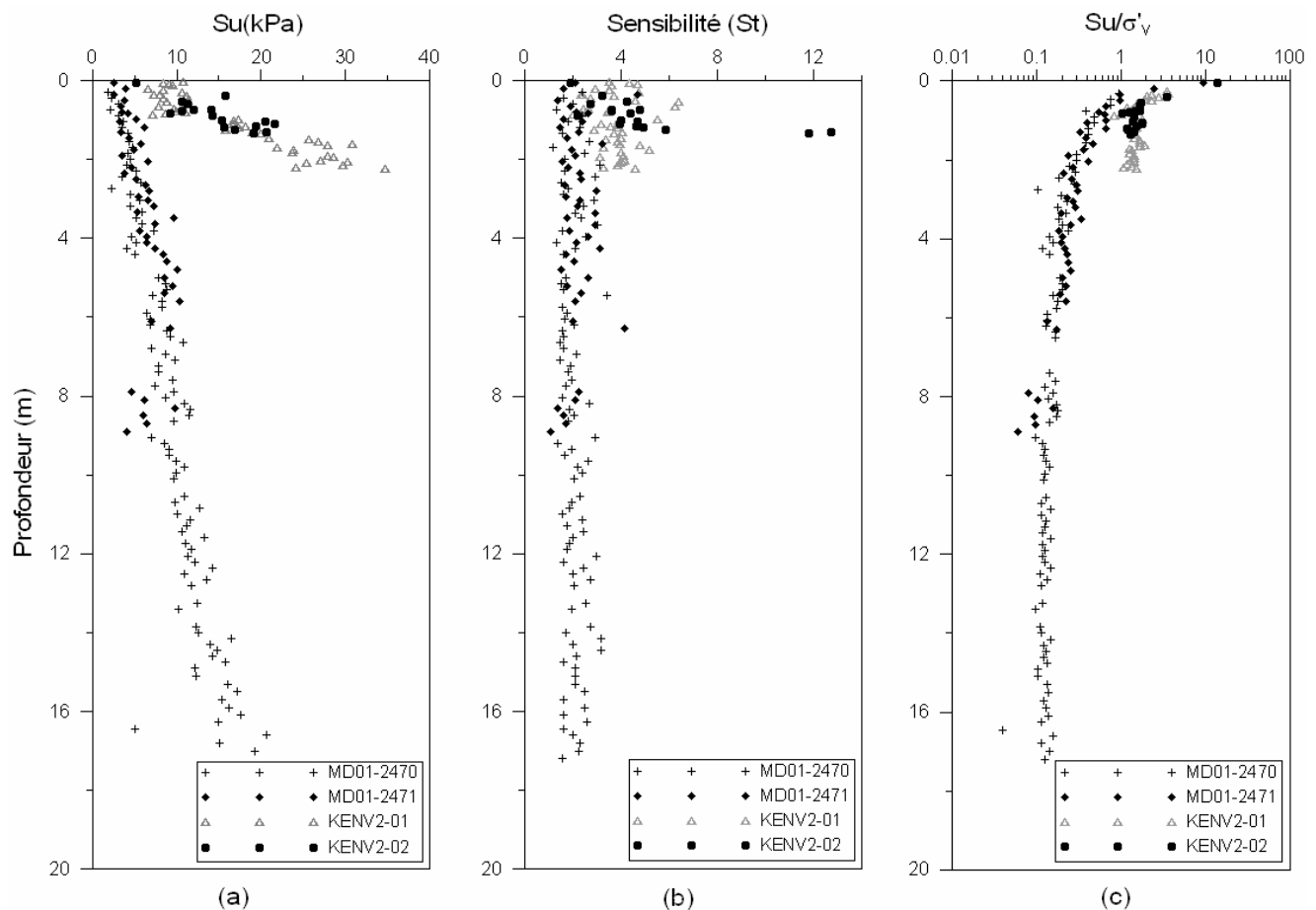


Figure IV-33 : Graphiques (a) cohésion non drainée (Su) ; (b) sensibilité (St) et (c) Su/σ'_v pour les carottes MD01-2470, MD01-2471, KENV2-01 et KENV2-02.

Le sédiment des deux carottes ENVAR2 (KENV2-01 et KENV2-02) est caractérisé par des valeurs très importantes de Su par rapport aux carottes Géosciences II (MD01-2470 et MD01-2471) (**figure IV-33a**). Un maximum de 34 kPa est mesuré à 2,2 m de profondeur sur la carotte KENV2-01, tandis que la carotte MD01-2470 montre un maximum de 20 kPa à 17 m de profondeur.

Les carottes ENVAR 2 montrent aussi des valeurs de S_t supérieures aux celles mesurées sur les carottes Géosciences II (**figure IV-33b**). Le rapport S_u/σ'_v met en évidence l'état surconsolidé des sédiments collectés dans la loupe d'arrachement (carottes ENVAR 2) par rapport à ceux collectés sur la pente continentale (Géosciences II).

Les essais oedométriques

Les deux carottes sédimentaires, **KENV2-01** et **KENV2-02**, ont été échantillonnées avant ouverture, afin de réaliser des essais oedométriques. Quatre tests ont été effectués à différentes profondeurs : trois sur la carotte KENV2-01 à 0,14 ; 0,60 et 1,37 m et un test sur la KENV2-02 à 0,91 m de profondeur.

Afin de mettre en évidence l'effet de la circulation de l'eau sous le sédiment niçois, nous avons utilisé une méthode de travail différente par rapport à la méthode classique ; car nous avons commencé l'application des charges (10 et ensuite 25 kPa) avant de saturer les échantillons. Après l'application de la charge de 25 kPa et la stabilisation du tassement sous cette charge, nous avons commencé faire à circuler l'eau douce dans le sédiment jusqu'à saturation. Une fois le sédiment saturé nous avons repris les tests en suivant la méthode classique, c'est-à-dire, en effectuant des chargements par palier, jusqu'à 1629,75 kPa (32 kg de charge). Des mesures de perméabilité ont été aussi effectuées après l'application de la charge de 101,86 kPa (2 kg).

Carotte	Côte (m)	σ'_{p1}	σ'_{p2}	σ'_v	OCR 1	OCR 2
KENV2-01	0,14	70,6	-	1,27	56,6	-
KENV2-01	0,6	58	116,2	6,02	9,63	19,3
KENV2-01	1,37	95,4	155,6	13,88	6,87	11,21
KENV2-02	0,91	101	210	9,92	10,18	21,17

Tableau IV-2 : Résultats des essais de consédimentation en terme de pressions de consédimentation

La **figure IV-34** présente les diagrammes de l'indice des vides vs la contrainte verticale effective pour les quatre essais oedométriques. A partir de ces courbes nous pouvons calculer graphiquement les contraintes de préconsolidation (σ'_p). Deux valeurs peuvent être calculées 1) avant la saturation (σ'_{p1}) et 2) après la saturation en eau douce (σ'_{p2}) (**tableau IV-2**).

Les valeurs du degré de consolidation (OCR) sont largement supérieures à 1, ce qui indique la surconsolidation des sédiments de cette zone. Ce résultat valide l'observation faite lors de la description sédimentaire, quand nous avons caractérisé le sédiment comme très compact et consolidé.

D'après les données bathymétriques existantes nous avons estimé l'épaisseur maximale de sédiment enlevé lors du glissement de 1979 à l'endroit des carottes ENVAR 2 (KENV2-01 et KENV2-02). Avant le glissement de 1979 le point de la carotte KENV2-01 se trouvait à 0 m de profondeur, tandis que le point de localisation de la carotte KENV2-02 était à environ 13 mètres de profondeur d'eau. La carte bathymétrique actuelle montre que les carottes KENV2-01 et KENV2-02 se trouvent à 38 et respectivement 41 mètres de profondeur d'eau.

A partir de la pression de préconsolidation (σ'_p) déterminée graphiquement (**figure IV-34**), nous avons estimé la profondeur originale du sédiment. Pour ceci nous avons utilisé la formule suivante :

$$H = \sigma'_p / \gamma' \quad [1]$$

où H est la profondeur du sédiment, σ'_p est la pression de préconsolidation et γ' représente un poids volumique moyen de $7,5 \text{ kN/m}^3$. Le **tableau IV-3** présente les résultats de ce calcul estimatif.

Carotte	Bathymétrie avant glissement (m)	Bathymétrie actuelle (m)	Profondeur échantillon (m)	Profondeur originale estimée (m) ($\gamma' = 7,5 \text{ kN/m}^3$)
KENV2-01	0	38	0,14	9,41
KENV2-01	0	38	0,6	15,5
KENV2-01	0	38	1,37	20,75
KENV2-02	13	41	0,91	28

Tableau IV-3 : Estimation de la profondeur originale du sédiment

L'épaisseur des sédiments emportée par le glissement de 1979, a été estimée à l'endroit de la carotte KENV2-02, à 28 mètres. On remarque que l'essai oedométrique réalisé sur la carotte KENV2-02 montre une surcharge sédimentaire similaire à la profondeur réelle de la carotte.

Par contre, les échantillons prélevés sur la carotte KENV2-01 ne montrent pas l'absence de la même épaisseur de sédiment que celle estimée à partir de cartes bathymétriques (environ 38 m d'épaisseur). Pour expliquer cette différence, on peut supposer que l'épaisseur manquante correspond au remblai qui avait été appliqué peu de temps avant le glissement et donc les sédiments n'ont pas eu le temps de se consolider. D'après les résultats obtenus à partir des tests oedométriques, on peut donc supposer qu'une épaisseur sédimentaire d'environ 25-28 mètres se trouvait au-dessus des sédiments prélevés sur la carotte KENV2-01 et non pas 38 mètres.

Une remarque importante que l'on peut faire en regardant les diagrammes de la **figure IV-34** est liée au fait qu'une déformation apparaît lors de l'application de la charge de 50 kPa, c'est-à-dire après la saturation en eau douce (**figure IV-34**). Cet effondrement apparaît sur la carotte KENV2-01 seulement à 0,60 m et 1,37 m. On remarque le même effondrement sur le sédiment de la carotte KENV2-02 à 0,91 m de profondeur.

Le fait que la déformation (le tassement soudain) du sédiment apparaît juste après la saturation nous laisse supposer que la structure du sédiment s'effondre en contact avec l'eau douce, et fait diminuer la résistance du sédiment. Or, dans les argiles à forte sensibilité, l'effondrement de la structure interne et la déformation du sédiment peuvent être générés par les échanges électro-chimiques dus au phénomène de lessivage au contact de l'eau douce. Le niveau de sable et graviers observé sur les deux carottes sédimentaires (KENV2-01 et KENV2-02) (**figure IV-28**) correspond à un niveau de forte perméabilité qui représente probablement un conduit d'eau douce à travers les couches sédimentaires. Par des échanges avec les couches adjacentes, l'eau douce a pu induire un changement des propriétés mécaniques.

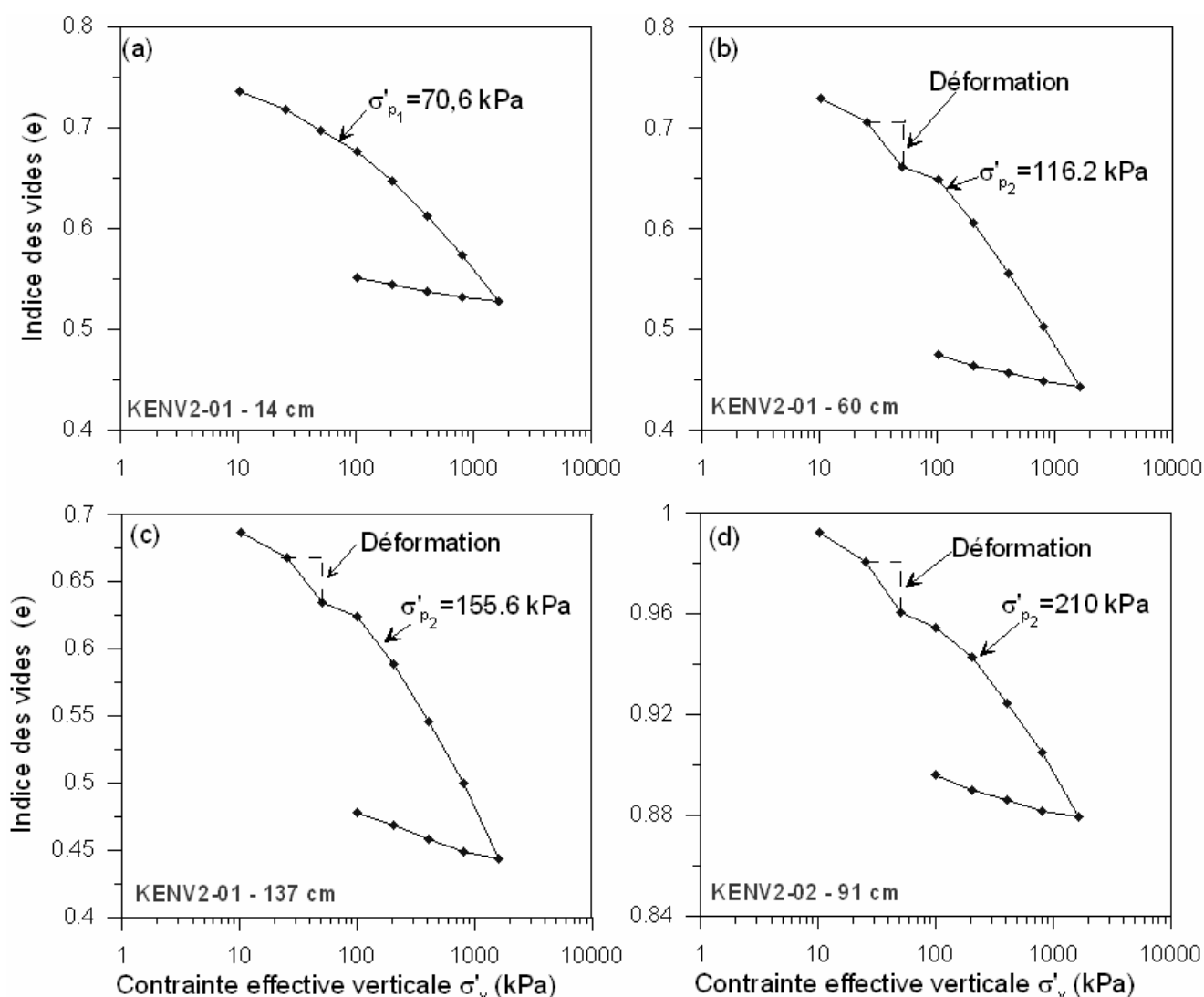


Figure IV-34 : Les résultats des essais oedométriques : (a) KENV2-01 à 0.14 m, (b) KENV2-01 à 0.60 m, (c) KENV2-01 à 1.37 m et (d) KENV2-02 à 0.91 m.

On remarque aussi que le test oedométrique réalisé à 0,014 m de profondeur (carotte KENV2-01) ne montre pas de déformation comme les deux autres échantillons (0,60 et 1,37 m de profondeur). Ce résultat peut être expliqué par la distance par rapport au niveau sableux observé sur la carotte KENV2-01. Les deux échantillons collectés à 0,60 m et 1,37 m se trouvent à proximité du niveau de sable mis en évidence entre 0,90 et 0,97 m de profondeur. Le sédiment en surface (0,014 m de profondeur) n'a pas dû être influencé de la même manière que le sédiment localisé juste à proximité du niveau de sable. Les résultats de la sensibilité (**figure IV-33b**) soutiennent notre affirmation, car nous pouvons remarquer un maximum de S_t au niveau de la couche sableuse qui diminue ensuite en s'éloignant de celle-ci.

Les mesures *in situ* pénétrométriques (Sols Essais, 1994)

Dernièrement, nous avons eu accès aux résultats des mesures industrielles réalisées le long de la côte niçoise (Sols Essais, 1994) (**figure IV-35**). Trois principaux paramètres sont mesurés lors d'un essai pénétrométrique : q_t - la résistance de pointe corrigée, Δu - la pression interstitielle et f_s - le frottement latéral.

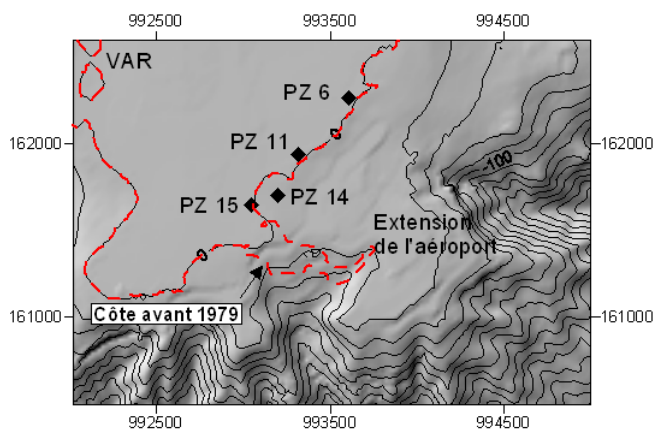


Figure IV-35 : Carte bathymétrique montrant la localisation des mesures *in situ* pénétrométriques (Sols Essais, 1994).

Grâce aux modèles existants, nous pouvons déterminer la lithologie du sédiment (Campanella et al., 1982 ; Robertson et al., 1986 ; Robertson, 1990 ; ou Ramsey, 2002), en nous basant sur les trois paramètres issus de ces mesures. Pour définir la lithologie de nos sédiments, nous avons utilisé le diagramme proposé par Ramsey (2002) qui définissent neuf types de lithologies :

- Type 1 : argile très sensible
- Type 2 : argile organique et tourbes
- Type 3 : argile normalement consolidée
- Type 4 : argile surconsolidée
- Type 5 : sable argileux
- Type 6 : silt argileux
- Type 7 : silt sableux
- Type 8 : sable silteux
- Type 9 : sable

La **figure IV-36** présente les trois paramètres de l'essai pénétrométrique PZ 15 réalisé au niveau de la côte.

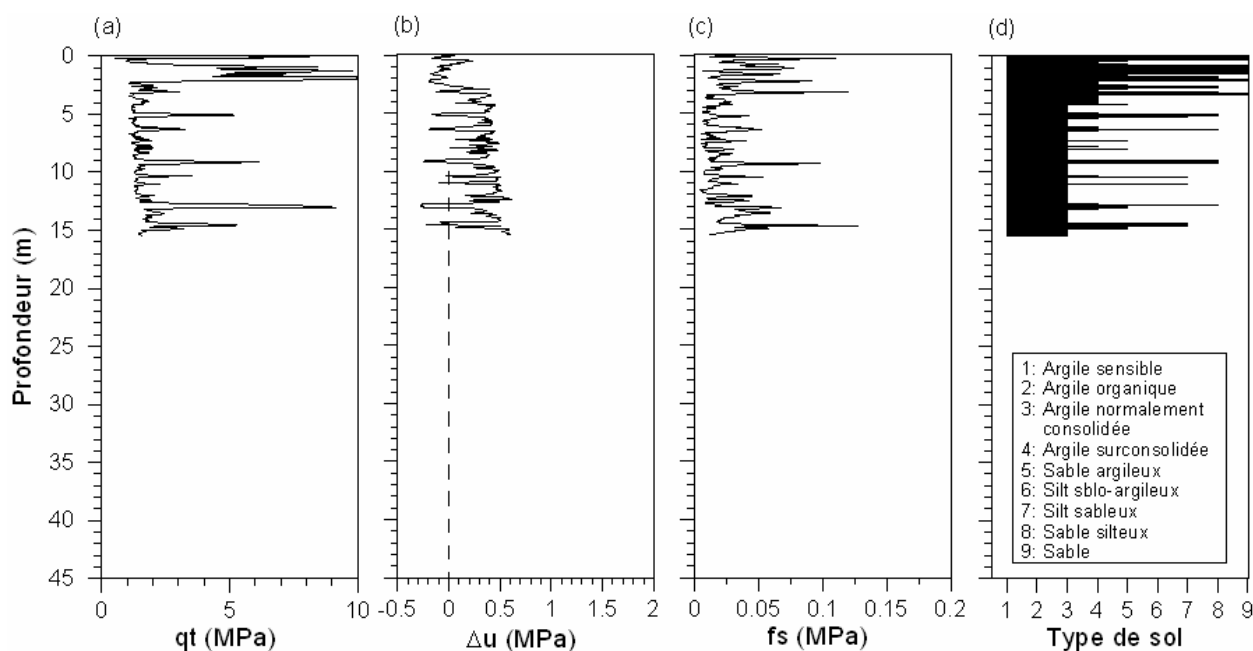


Figure IV-36 : Résultats du test pénétrométrique PZ 15 (a) la résistance de pointe corrigée (qt), (b) la pression interstitielle (Δu), (c) le frottement latéral (fs) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

On remarque une forte valeur de la pénétration de la pointe (q_t) en surface et à la base du forage (**figure IV-36a**). Des pics de la valeur du q_t peuvent être associés à une diminution de la pression interstitielle (**figure IV-36b**). Cette diminution du Δu peut être associée à la présence des niveaux silto-sableux.

La **figure IV-37** montre les résultats de l'essai pénétrométrique PZ 14 situé à l'est de PZ 15 (**figure IV-35**). Comme pour l'essai précédent, on remarque une forte valeur de la résistance de la pointe (q_t) en surface et à la base du forage (**figure IV-37a**). Les pics observés pour la mesure du q_t sont associés à une diminution de la pression interstitielle (**figure IV-37b**) et peuvent correspondre à des niveaux silto-sableux.

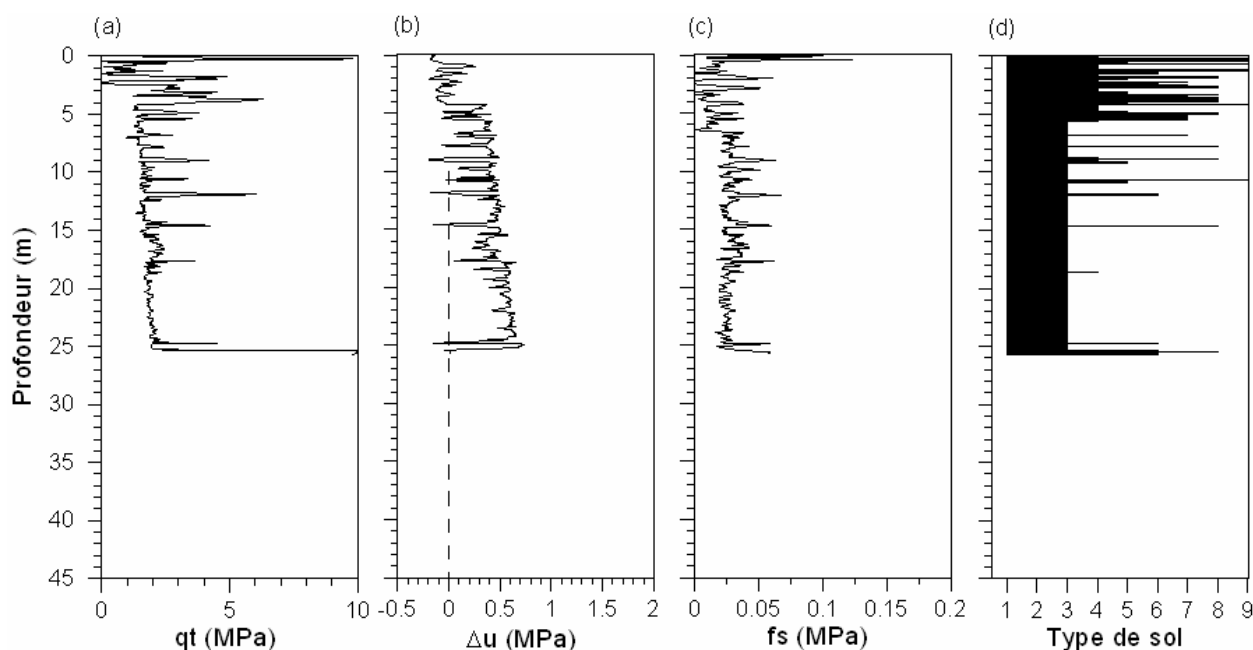


Figure IV-37 : Résultats du test pénétrométrique PZ 14 (a) la résistance de pointe corrigée (q_t), (b) la pression interstitielle (Δu), (c) le frottement latéral (f_s) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

La **figure IV-38** présente ces trois paramètres pour essai PZ 11 (voir localisation dans la **figure IV-35**). Le graphique de la résistance de la pointe (**figure IV-38a**) montre des pics qui correspondent à une diminution de la pression interstitielle (**figure IV-38b**). Ces valeurs peuvent être reliées à la présence des niveaux silto-sableux. Le frottement latéral est important en surface et montre des variations tout au long de la mesure. De faibles valeurs du frottement latéral f_s (**figure IV-38c**) apparaissent au dessous de 45 m de profondeur.

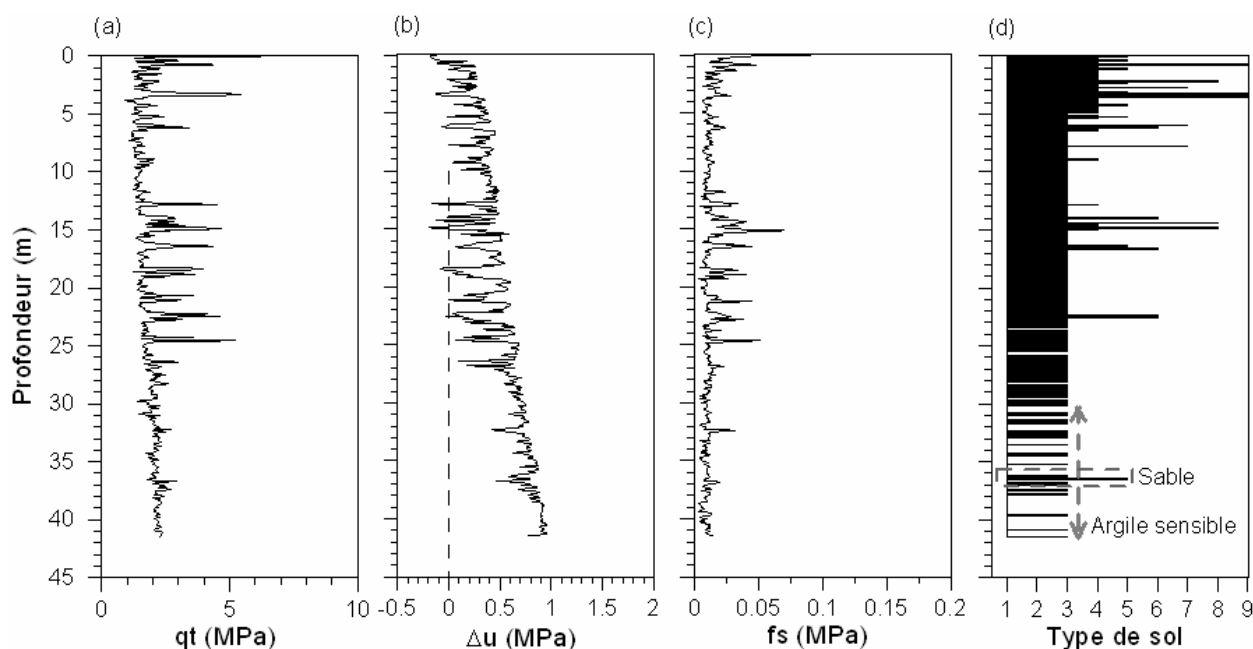


Figure IV-38 : Résultats du test pénétrométrique PZ 11 (a) la résistance de pointe corrigée (qt), (b) la pression interstitielle (Δu), (c) le frottement latéral (fs) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

Le quatrième essai pénétrométrique, PZ 6 (**figure IV-35**), a été réalisé plus à l'est mais toujours au niveau de la côte. Le diagramme de la pénétration de la pointe (qt) (**figure IV-39a**) montre des valeurs importantes en surface et des pics jusqu'à 30 m de profondeur. On remarque ensuite une augmentation linéaire du qt avec la profondeur. La **figure IV-39b** présente la surpression interstitielle en fonction de la profondeur. On remarque que les diminutions de la surpression interstitielle peuvent être reliés aux pics de la résistance à la pénétration (qt). Le frottement latéral présenté sur la **figure IV-39c** paraît plus significatif que pour les essais précédemment décrits.

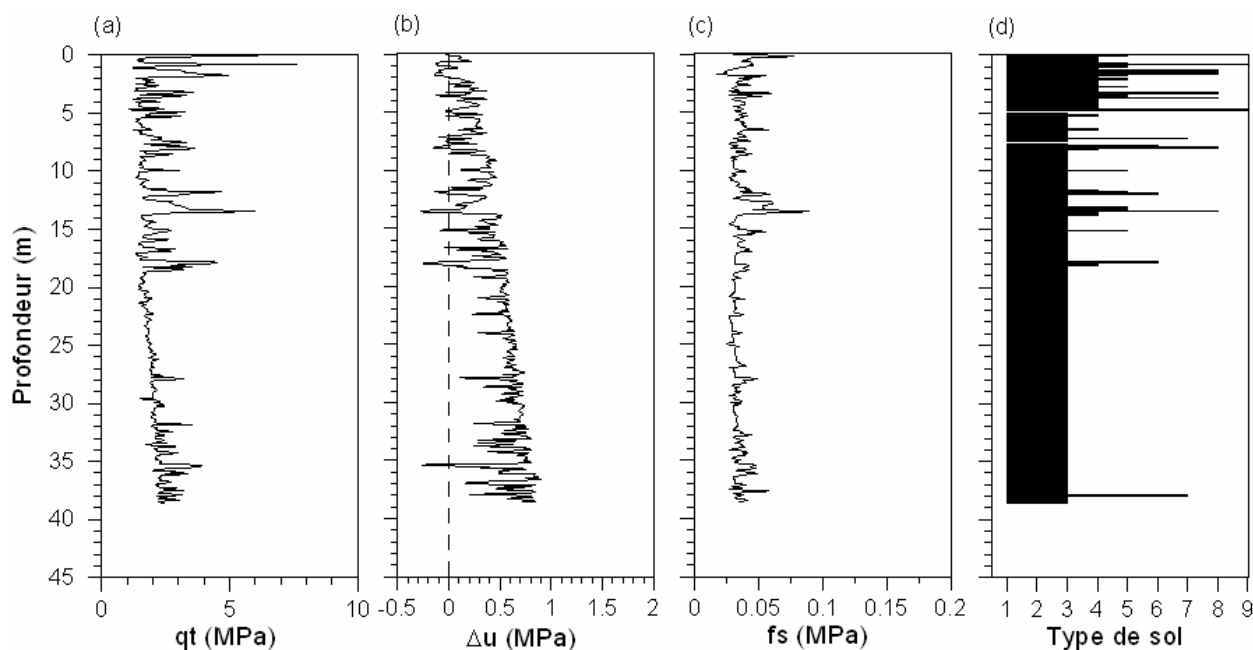


Figure IV-39 : Résultats du test pénétrométrique PZ 6 (a) la résistance de la pointe corrigée (qt), (b) la pression interstitielle (Δu), (c) le frottement latéral (fs) et (d) le profil lithologique d'après Ramsey (2002).

On remarque une similitude entre les quatre essais. Tout d'abord, on remarque la présence de niveaux grossiers en surface, caractérisés d'après le diagramme de Ramsey (2002) comme des niveaux de silt ou sable. Le faciès prédominant est cependant, le "type 3", correspondant en terme de lithologie à une argile normalement consolidé. Les quatre sites sont caractérisés par un niveau de sable ("type 9") à la base. Il est important de mettre en évidence l'existence d'une argile sensible ("type 1") à partir de 30 mètres de profondeur. Le niveau de sable est compris à l'intérieur de cette couche d'argile sensible.

Nous avons choisi d'utiliser l'essai PZ 11 comme étant représentatif du sédiment au niveau de la côte niçoise, car grâce à cette mesure, nous sommes maintenant capables de caractériser les propriétés des sédiments jusqu'à une profondeur de 40 mètres. Le modèle lithologique se caractérise donc dans la partie supérieure par la présence de sédiments sableux ("type 4" et "type 9"). Le pseudo-profil lithologique se caractérise ensuite, par la présence d'un dépôt argileux qui est interrompu par des niveaux silteux-sableux. On caractérise ensuite une couche d'argile sensible (lithologie n° 1).

Etant donné la présence de la couche d'argile sensible seulement sur le site PZ 11 on peut supposer que la circulation de l'eau douce à l'intérieur de la couche perméable du sable est concentré plutôt à cet endroit et non pas sur toute l'extension de la plateforme aéroportuaire. Le niveau de sable pourrait correspondre aux niveaux de sable observés sur les deux carottes sédimentaires ENVAR 2 (KENV2-01 et KENV2-02).

Lors de l'analyse de la carte de volume des sédiments (**figure IV-16**) nous avons remarqué que la profondeur moyenne de la surface de glissement était comprise entre 30 et 40 m avec une valeur maximale de 55 m sous l'extension de l'aéroport. La profondeur de la couche d'argile sensible, située entre 40 et 55 m de profondeur (**figure IV-38d**), correspond assez bien à la profondeur de la surface de glissement.

La **figure IV-40** présente une coupe à travers la plateforme aéroportuaire montrant la bathymétrie avant le glissement de 1979. Nous avons reporté le site PZ 11 au niveau de la côte, la carotte KENV2-01 au niveau de la zone du glissement 1979 et la carotte MD01-2470 située en haut de la pente continentale. En supposant que la couche de sable observée sur le site PZ 11 est continue sur l'ensemble de la zone, on arrive à la corrélérer avec la couche de sable décrite sur la carotte KENV2-01 à 90 cm de profondeur. La couche de sable correspond au réflecteur régional mis en évidence à partir des profils sismiques THR et cartographie au niveau de l'ensemble de la zone (**figure III-36**), elle pourrait représenter le niveau grossier sur lequel les carottes collectées au niveau de la pente se sont arrêtées.

Cependant, lors de mesure de la sensibilité (St), la carotte MD01-2470 ne montrait pas des valeurs importantes, ce qui veut dire que même si le niveau de sable existe à cet endroit, la circulation de l'eau douce n'y est peut-être pas concentrée à cet endroit.

La cartographie de l'extension latérale de cette couche de sable est un point important qui mérite d'être étudiée sérieusement.

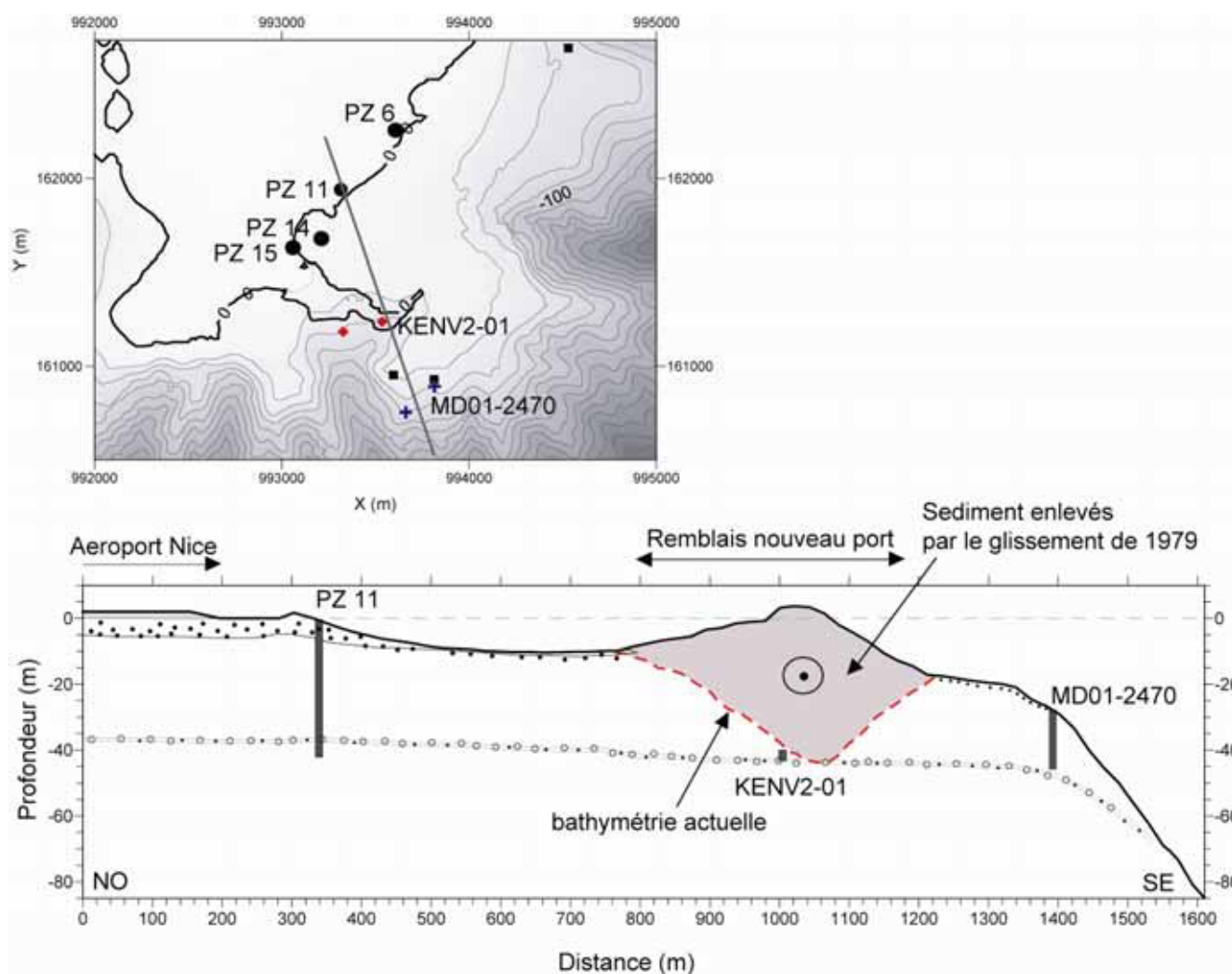


Figure IV-40 : Coupe géologique au niveau de la plateforme aéroportuaire de Nice montrant la localisation du site PZ 11 et des carottes sédimentaires KENV2-01 et MD01-2470.

Synthèse des principaux faits marquants

La récupération des carottes dans la cicatrice du glissement de 1979 était nécessaire afin d'étudier et de comprendre quels types de sédiments avaient été affectés par le glissement de 1979. La comparaison des propriétés mécaniques des sédiments de carottes collectées dans la loupe d'arrachement (KENV2-01 et KENV2-02) et celles collectées à proximité (MD01-2470 et MD01-2471) montre des différences considérables. Les sédiments des carottes collectées dans la loupe de glissement, KENV2-01 et KENV2-02, sont très surconsolidés par rapport aux deux autres (MD01-2470 et MD01-2471). On remarque aussi une sensibilité importante ($St = Su/Sures$) pour les carottes ENVAR 2. La valeur de la sensibilité est de 2 à 3 fois plus importante que les valeurs de sensibilité mesurées pour MD01-2470 et MD01-2471.

Les essais oedométriques effectués sur les carottes KENV2-01 et KENV2-02 ont montré l'effondrement de la structure du sédiment due à la circulation de l'eau douce. Ce phénomène est connu sous le nom de "lessivage" et affecte les argiles sensibles.

Les mesures pénétrométriques (Sols Essais, 1994) réalisées sur la côte niçoise, ont permis de mettre en évidence la présence d'une couche d'argile sensible. Un niveau de sable présent à l'intérieur de la couche d'argile sensible représente le conduit de l'eau douce qui aurait augmenté la sensibilité de cette couche. La profondeur de cette couche d'argile sensible est corrélable avec la profondeur moyenne de la surface de glissement de 1979.

Chapitre 3. Etude de la stabilité de la zone source de l'événement de 1979

Sur la base de l'analyse des données, nous sommes maintenant en mesure de proposer un nouveau modèle de couches sédimentaires caractérisées par de paramètres physiques et mécaniques. Les modélisations numériques effectuées avec le programme de calcul FEMUSLOPE, basé sur la méthode des éléments finis, ont pris en compte plusieurs cas d'étude, dans le but d'évaluer la stabilité de la zone de glissement de 1979 et d'étudier le rôle de la construction de l'aéroport dans l'initiation du glissement.

3.1. Caractérisation des couches et discrétisation du domaine d'étude

Pour la caractérisation de la stabilité de la pente niçoise, nous avons utilisé un modèle numérique basé sur la méthode des éléments finis (FEMUSLOPE, Sultan et al., 2001). La modélisation a été effectuée le long de deux coupes bathymétriques qui sont illustrées dans la **figure IV-41**.

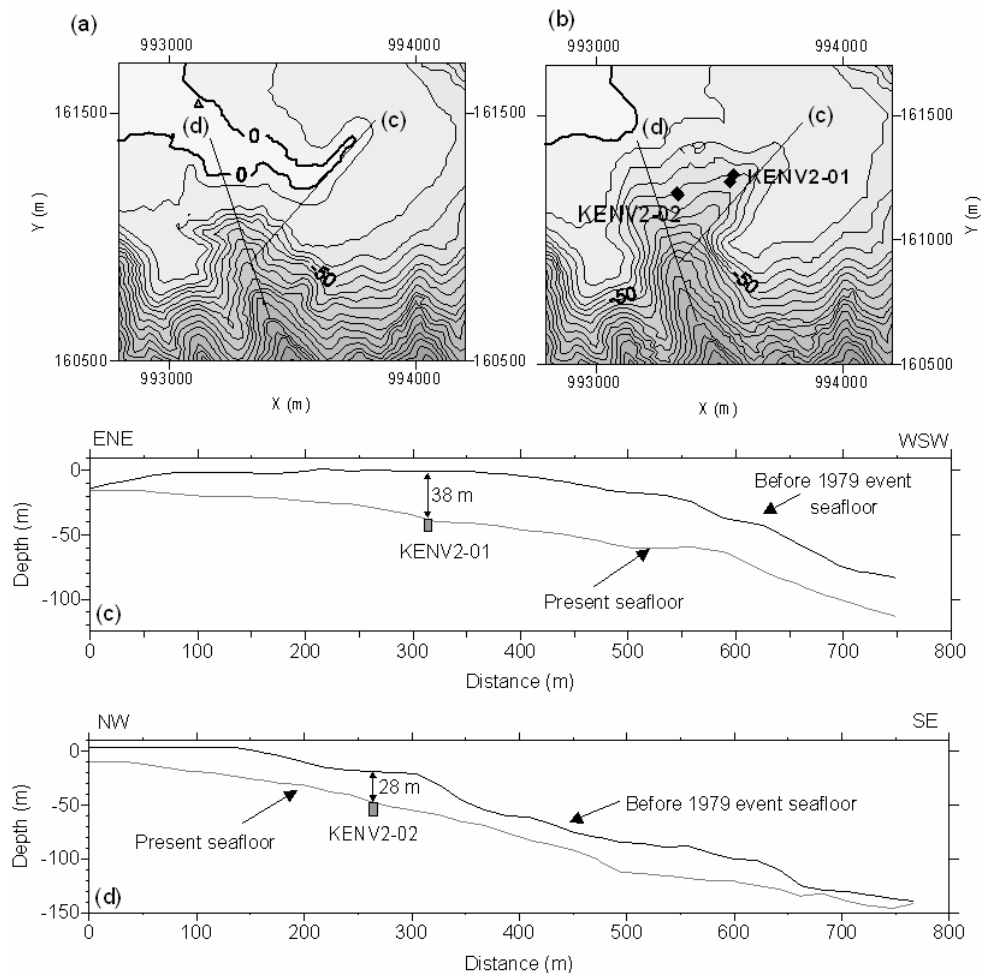


Figure IV-41 : (a) Cartes des contours bathymétriques avant et après l'événement de 1979 montrant le changement de la bathymétrie et la localisation des carottes ENVAR2 : (a) selon la direction NW-SE et (b) selon la direction ENE-WSW.

Sur la base des données bathymétriques, avant et après l'événement de 1979, nous avons créé deux profils bathymétriques correspondant à la bathymétrie avant 1979 et la bathymétrie actuelle (**figure IV-41**). J'ai projeté sur le profil selon la direction NW-SE la carotte KENV2-02 (**figure IV-41d**) et sur le profil de direction ENE-WSW la carotte KENV2-01 (**figure IV-41c**).

Le modèle lithologique a été créé à partir des descriptions lithologiques des carottes collectées dans la zone de travail et des mesures *in situ* (PZ 11). Nous avons ainsi caractérisé 14 couches sédimentaires : fines couches de silt et sable dans la partie supérieures, suivies par une alternance des couches d'argile silteuse, argile et sable fin.

Toutes ces couches reposent sur un substratum rigide. Pour cette étude nous faisons l'hypothèse, que cette lithologie issue de l'interprétation des données pénétrométriques, caractérise les sédiments sur la plateforme continentale et la partie supérieure de la pente niçoise avant le glissement de 1979. La géométrie des couches a été calquée sur celle proposée par Dubar et Antony (1995) qui suppose la diminution progressive de l'épaisseur de la couche en allant vers l'aval. L'épaisseur des couches, donnée dans le **tableau IV-4**, correspond à l'épaisseur initiale. Cependant, les couches sont supposées continues tout au long du profil.

Les paramètres géotechniques nécessaires pour la modélisation numérique ont été caractérisés à partir de l'essai pénétrométrique PZ 11 (**tableau IV-4**

N° couche	Lithologie (à terre)	Epaisseur (m)	Su (kPa)	ϕ' (degrès)	γ' (KN/m ³)
1	Sable	0,05	0	34	6,5
2	Argile surconsolidée	0,95	67,28	0	6,5
3	Silt	1,35	0	36,9	6,5
4	Argile surconsolidée	1,75	61,89	0	6,5
5	Argile surconsolidée	0,7	59,2	0	5,2
6	Sable	0,3	0	32	5,2
7	Argile surconsolidée	6,36	71,78	0	5,2
8	Sable	0,4	0	33	5,2
9	Argile	8,53	70,39	0	7,15
10	Sable	0,5	0	33	7,8
11	Argile	5,9	65,26	0	7,93
12	Argile sensible	12,9	68,62	0	9,1
13	Substratum	8,35	130	0	10,4
14	Substratum	9,45	135	0	10,7

Su: cohésion non drainée (moyenne)
 ϕ : angle de frottement interne
 ψ : angle de dilatance; valeur cte égale à 0
 γ' : poids volumique déjaugé
Poisson; valeur cte égale à 0,3

Tableau IV-4 : Paramètres géotechniques utilisés pour la modélisation Femuslope.

La cohésion non drainée (Su) est estimée à partir de mesures CPT de la manière suivante :

$$Su = (q_{net}) / N_k \quad [2]$$

où q_{net} est la résistance nette de pointe qui dépend de la résistance de pointe q_c , de la contrainte verticale effective (σ'_v) et du rapport de la section du cône. N_k représente un facteur empirique du CPT qui dépend de la lithologie, et il est estimé à 12 pour cette étude (voir Lunne et al., 1997). Les valeurs du Su se sont des valeurs moyennes calculées pour l'ensemble de chaque couche.

Les sédiments non cohésifs (sables et silts) sont caractérisés par l'angle interne de frottement (ϕ'). Il existe de nombreuses méthodes de calcul de ϕ' (Lunne et al., 1997). Pour ce travail, le ϕ' a été calculé à partir du diagramme proposé par Campanella et Robertson (1983) qui détermine le ϕ' en fonction de la contrainte verticale effective (σ'_v) et de la résistance de pointe (q_c).

Une des étapes pour la méthode des éléments finis est la discrétisation du domaine en créant une maille (grille). Pour les deux cas d'étude, profil ENE-WSW et profil NW-SE, nous avons créé une grille caractérisée par 4517 noeuds et 1428 éléments. La grille et les conditions aux limites sont illustrées dans la **figure IV-42**.

Après avoir réuni toutes les données d'entrées nécessaires pour la modélisation numérique (géométrie couches, paramètres géotechniques, maillage et conditions aux limites) nous avons décidé de modéliser plusieurs cas d'étude afin de bien comprendre la stabilité de la pente liée à l'événement de 1979.

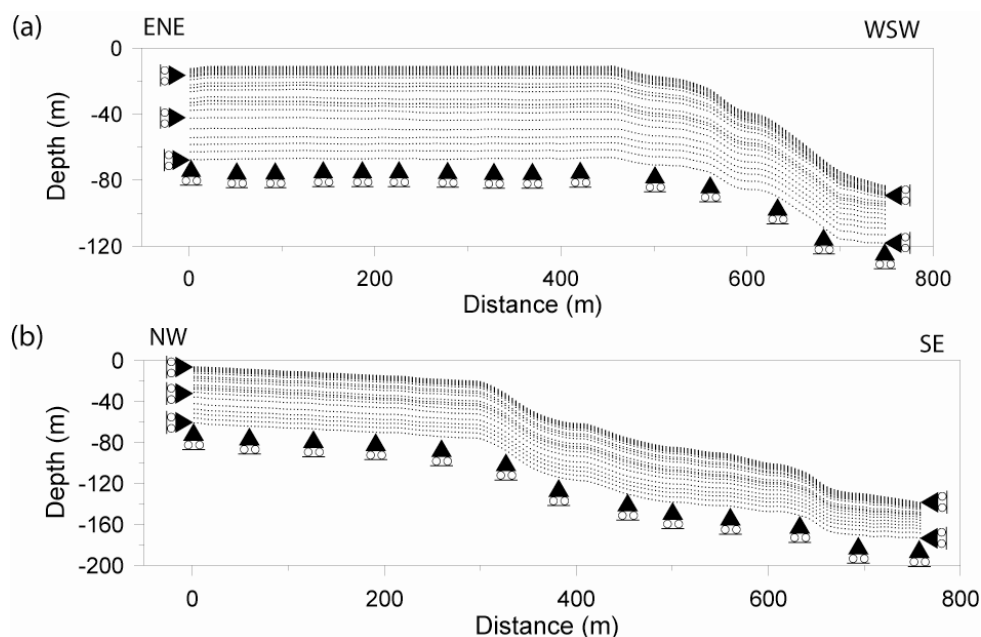


Figure IV-42 : Maillage et conditions aux limites selon la direction a) ENE-WSW et b) NW-SE pour le cas où la construction de l'aéroport n'est pas prise en compte (1^{er} scénario).

Les trois scénarii modélisés sont les suivants :

- Le 1^{er} scénario s'intéresse à la stabilité présumée de la pente avant la construction du nouveau port. Pour cela nous avons considéré la géométrie de couches sans prendre en compte l'aéroport (**figure IV-42**).

- Le 2^{ème} scénario prend en compte la surcharge générée par la construction du nouveau port. Dans ce cas, nous avons modifié la géométrie des couches, en ajoutant l'aéroport. Le poids volumique de cette couche a maintenant une valeur plus importante, due à la présence des remblais ($\gamma = 26 \text{ kN/m}^3$). Afin d'induire une surcharge juste au niveau de l'aéroport et non pas tout au long du profil, nous avons considérablement diminué l'épaisseur de cette couche au niveau de la pente. De cette manière, la charge est appliquée à l'endroit voulu et n'influence donc pas les autres couches au niveau de la pente.

Le but de ce cas d'étude, est de tester l'impact de la charge de l'aéroport sur les sédiments sous-jacents. Pour la direction NW-SE nous avons aussi testé l'hypothèse de Seed qui considérait qu'une baisse soudaine du niveau marin de 2,5 m avait probablement déstabilisé les sédiments.

- Le 3^{ème} scénario prend en compte la dégradation de la cohésion non drainée dans les niveaux où une déformation maximale est induite par la charge du nouveau port (observée lors de la modélisation du deuxième scénario). Nous pouvons ainsi, trouver la valeur critique de la cohésion non drainée pour laquelle le fluage semble apparaître dans la couche d'argile sensible.

Les résultats de ces modèles seront présentés par la suite sous la forme de :

- Diagramme du **Facteur de Sécurité (FOS)** vs. le déplacement maximum. Le FOS critique est correspond à une augmentation soudaine du déplacement;
- Carte de **la surface de charge** le long du profil. Les valeurs de la surface de charge supérieures à zéro seront marquées en jaune sur les cartes et ces valeurs correspondent à des sédiments affectés par une déformation plastique.
- Le **déplacement horizontal** qui sera calculé pour la valeur critique du FOS.

3.2. Scénario 1 : Evaluation de la stabilité de la zone avant la construction du nouveau port

Afin d'obtenir un calcul de référence et de déterminer l'état de stabilité de la zone avant la construction du nouveau port, nous prenons en compte seul la charge statique induite par le sédiment en place.

3.2.1 Selon la direction ENE-WSW

La **figure IV-43a** présente le diagramme du FOS vs. le déplacement calculé pour la direction ENE-WSW. Le FOS critique qui correspond à une augmentation soudaine à une valeur de 1,8. Le FOS étant supérieur à 1, on prétend alors que sous une charge statique la pente est stable selon cette direction.

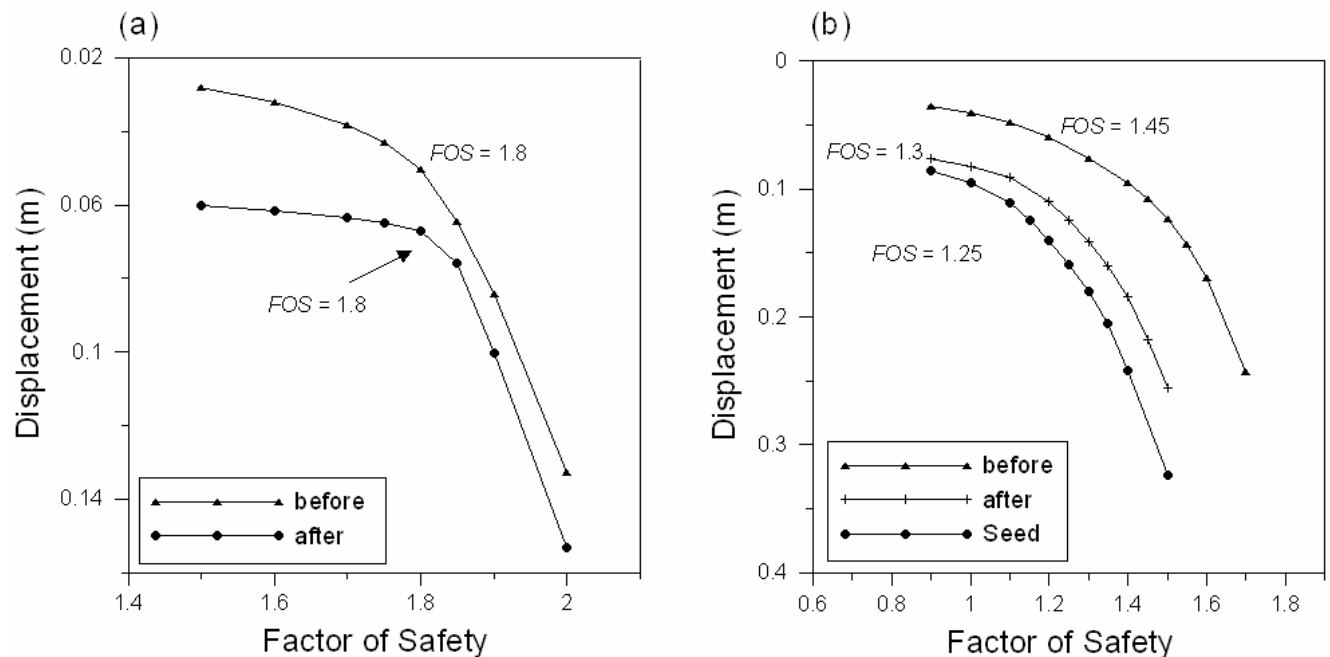


Figure IV-43 : Diagramme FOS vs déplacement pour (a) la direction ENE-WSW avant et après la construction du nouveau port et (b) la direction NW-SE avant et après la construction du nouveau port.

La **figure IV-44-1a** présente la surface de charge, f , calculées pour un FOS égal à 1,8. On remarque l'existence d'une zone correspondant à du matériel au comportement plastique (zones jaunes sur la **figure IV-44-1a**). Cette zone plus ou moins continue semble s'initier juste en haut de la pente.

En dépit du fait, que la pente peut être considérée stable ($FOS > 1$), on remarque que la surface de rupture critique concorde avec la surface bathymétrique actuelle (profil orange sur la **figure IV-46-1a**).

La **figure IV-44-1b** présente la distribution du déplacement horizontal le long du profil. Le déplacement est localisé au niveau de la pente et sa valeur maximale de 5 cm.

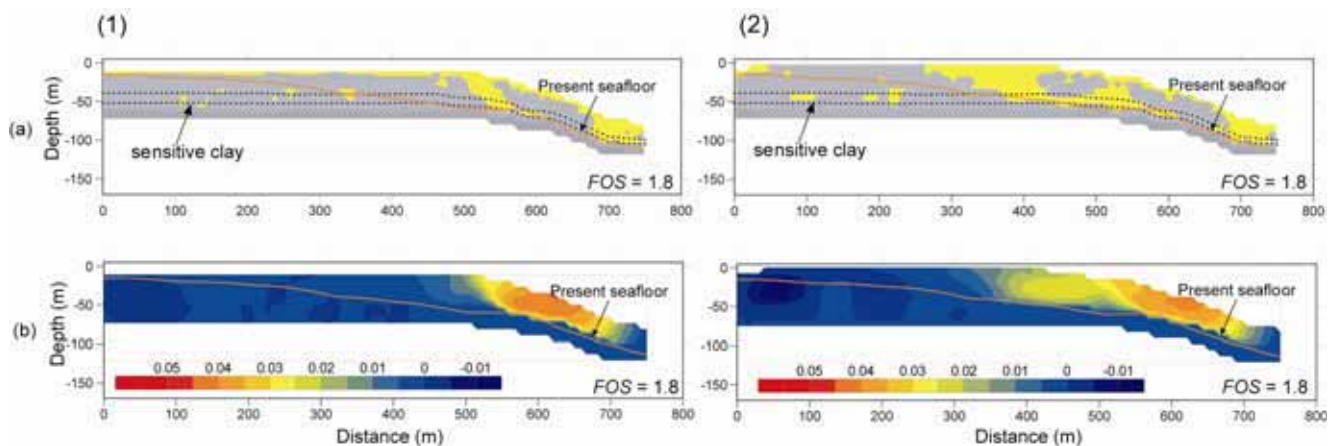


Figure IV-44 : Résultats des modélisations selon la direction ENE-WSW : 1) avant la construction du nouveau port (a) la surface de charge pour $FOS = 1,8$; (b) le déplacement horizontal pour un $FOS = 1,8$; 2) avec la surcharge du nouveau port (a) la surface de charge pour $FOS = 1,8$; (b) le déplacement horizontal pour un $FOS = 1,8$.

3.2.2. Selon la direction NW-SE

Pour la deuxième direction utilisée pour nos calculs, le FOS critique est égal à 1,45 (**figure IV-43b**).

La **figure IV-45-1a** présente la surface de charge pour un $FOS = 1,45$ et on remarque, la présence d'une zone presque continue correspondant à des valeurs positives tout au long du profil. Cette zone correspondant à une déformation plastique semble s'initier dans la couche 12 qui représente la couche d'argile sensible. Etant donné que le FOS critique qui a été calculé pour cette direction est supérieur au FOS selon la direction ENE-WSW, les valeurs du déplacement horizontal sont aussi plus importantes, avec un maximum de 10 cm localisé sur la pente (**figure IV-45-1b**).

Dans les deux cas, direction ENE-WSW et direction NW-SE, le FOS est supérieur à 1 ce qui implique un état assez stable de la pente. Cependant, le fait que le FOS est égal à 1,45 pour la direction NW-SE, nous permet d'affirmer que les sédiments se trouvaient dans un état métastable en condition normale, sans aucune sédimentlicitation externe.

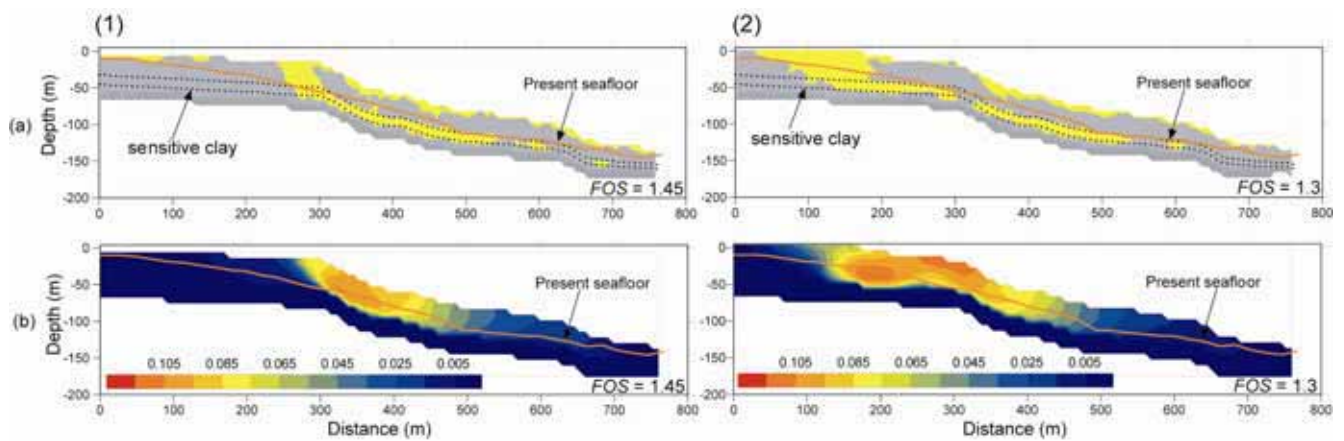


Figure IV-45 : Résultats des modélisations selon la direction NW-SE : (1) avant la construction du nouveau port avec (a) la surface de charge pour FOS = 1,45, (b) le déplacement horizontal pour FOS=1,45 et (2) avec la charge du nouveau port avec (a) la surface de charge pour FOS = 1,3 et (b) le déplacement horizontal pour FOS=1,3.

3.3. Scénario 2 : Evaluation de la stabilité de la pente niçoise après la construction du nouveau port

Le deuxième scénario consiste à évaluer la stabilité de la pente en prenant en compte la surcharge induite par la nouvelle construction. La différence par rapport au premier scénario, consiste dans le fait que l'on prend en compte la géométrie du nouveau port ainsi que son propre poids. Les paramètres géotechniques de 14 couches sont les mêmes, seule la première couche est caractérisée par une valeur du poids volumique plus importante ($\gamma = 26 \text{ kN/m}^3$).

3.3.1. Selon la direction ENE-WSW

Pour le premier calcul, la couche 13 et 14 représentent le substratum caractérisé par les propriétés géotechniques mentionnées dans le **tableau IV-4**. Les résultats de ce calcul montre un FOS critique égal à 1.8 (**figure IV-43a**). La surcharge du port n'a pas induit une diminution du FOS, cependant le déplacement maximum, pour lequel on définit le FOS critique, a augmenté (**figure IV-43a**).

La **figure IV-44-2a** présente les résultats de la surface de charge pour un FOS de 1,8. On remarque, l'existence d'une zone caractérisée par du matériel plastique (valeurs positives de la surface de charge) qui décrit une surface continue à partir du plateau et jusque sur la pente. La surface semble être initiée dans la couche 12 qui correspond à la couche d'argile sensible.

La comparaison entre la **figure IV-44-1a** et **figure IV-44-2a** (avec et sans charge) montre l'augmentation du volume des sédiments en état métastable, avec une expansion de la surface critique sur le plateau, c'est-à-dire sous la construction du nouveau port.

Le déplacement horizontal est présenté dans la **figure IV-44-2b**. De la même manière que pour la surface critique, le déplacement est localisé maintenant sur le plateau et sur la pente, mais la valeur maximale reste toujours sur la pente (5,5 cm). La comparaison entre la surface critique et la surface actuelle, montre une fois de plus, une forte concordance.

Un calcul supplémentaire a été réalisé afin de vérifier l'influence de la position du substratum par rapport à la couche d'argile sensible. Nous avons réalisé un modèle qui considère seule, la couche 14 comme substratum. Les résultats montrent des valeurs similaires, $FOS = 1,8-1,7$ et la couche à comportement plastique s'initie toujours dans la couche 12 (argile sensible).

3.3.2. Selon la direction NW-SE

La **figure IV-43b** présente la variation du déplacement maximum en fonction du FOS en considérant la charge gravitaire du nouveau port. Le FOS critique a diminué par rapport au cas précédant, il est maintenant égal à 1,3 (**figure IV-43b**).

La surface de charge calculée pour le FOS critique ($FOS = 1,3$) est présentée sur la **figure IV-45-2a**. Un volume important de sédiment caractérisé par des valeurs positives de la surface de charge est maintenant activé sous le nouveau port et prolongé au niveau de la couche d'argile sensible (**figure IV-45-2a**).

Le déplacement horizontal est maintenant observé aussi sous les remblais du nouveau port (**figure IV-45-2b**) et les valeurs importantes sont localisées en haut de la pente et sur le plateau. Le maximum est de 11 cm (**figure IV-45-2b**).

La position du substratum par rapport à la couche d'argile sensible a un effet mineur sur la valeur du FOS et la position de la surface de rupture. C'est pour cela, que nous allons continuer à utiliser la première géométrie des couches, qui considère les couches 13 et 14 comme le substratum.

3.3.3. Selon la direction NW-SE : l'hypothèse de Seed

Après l'événement catastrophique de 1979, Seed avait expliqué l'effondrement et le tsunami par un glissement inconnu, d'un volume important, qui se serait produit au large, à environ 15 km de la côte. Le mouvement de ce gros volume des sédiments aurait provoqué un tsunami et une baisse soudaine, d'environ 2,5 m, du niveau marin au niveau de la côte. Au moment de la baisse du niveau marin, les remblais du port se seraient trouvés émergés ce qui aurait créé une augmentation soudaine de la charge du sédiment sur le plateau continental.

D'après Seed, ce changement des contraintes aurait été suffisant pour induire la liquéfaction statique dans les couches de sables lâches existantes sur la pente niçoise et déclencher une première rupture. Cette rupture aurait ensuite par régression atteint la construction du nouveau port. Pour vérifier cette hypothèse, nous avons remplacé la valeur du poids volumique déjaugé (γ') par la valeur du poids volumique total (γ) pour les remblais et les sédiments émergés.

La simulation numérique pour cette hypothèse montre une faible diminution du FOS ($FOS = 1,25$) (**figure IV-43b**). La **figure IV-46a** présente la surface de charge pour ce cas d'étude, où on remarque la présence d'un volume plus important de sédiment à comportement plastique que pour le cas précédent qui prenait en compte la charge de la nouvelle construction sur la plateforme de l'aéroport.

La **figure IV-46b** montre la carte des contours du déplacement horizontal calculé pour un $FOS = 1,25$. Le déplacement est concentré sur le haut de la pente et aussi sous la construction du

nouveau port. La valeur maximale de 13 cm, par rapport à 11 cm pour le cas où seul la charge gravitaire des remblais est prise en compte.

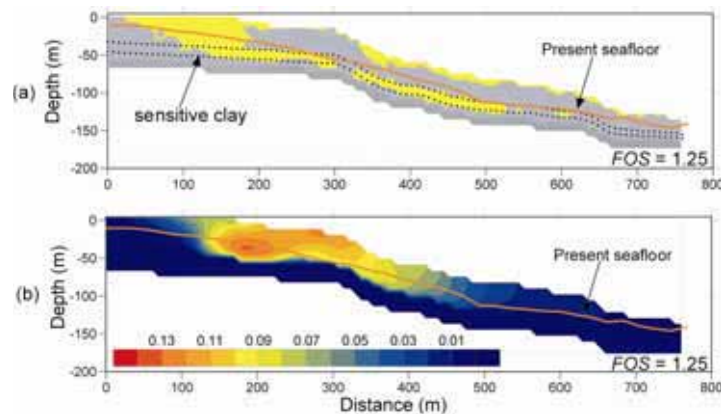


Figure IV-46 : Résultats des modélisations selon la direction NW-SE, hypothèse de Seed avec (a) la surface de charge (f) et (b) le déplacement horizontal pour $FOS = 1.25$.

Etant donné que l'émersion n'a pas duré très longtemps (Habib, 1994), il est peu probable qu'une augmentation aussi faible du déplacement horizontal sous les remblais ait pu jouer un rôle essentiel dans l'initiation du glissement. Il faut aussi noter, que dans notre calcul nous ne prenons pas en compte la liquéfaction statique d'une couche de sable et qu'un processus similaire peut aggraver de façon significative la stabilité de la pente.

Les simulations numériques pour les deux directions d'étude ont montré les faits suivants :

- une baisse du FOS pour la direction NW-SE (de 1,45 à 1,3) ;
- une zone plastique caractérisée par des valeurs positives de la surface de charge ayant une extension latérale sous les remblais du port au moment de l'application de la charge gravitaire des remblais ;
- on remarque aussi une augmentation du déplacement horizontal sous les remblais du port.

Il semble donc acquis que la pente continentale se trouvait dans un état métastable avant la construction du nouveau port et que son état s'est détérioré sous la charge des remblais.

3.4. Scénario 3 : Evaluation de la stabilité de la plateforme de l'aéroport sous une charge statique et en prenant en compte le fluage de la couche d'argile sensible

Les faibles valeurs du FOS et la présence de la couche d'argile sensible sur la pente niçoise ont peut-être favorisés la rupture. Bien que le FOS soit supérieur à 1, pour les deux directions étudiées, le fluage de la couche d'argile sensible peut en effet s'initier pour des contraintes qui ne dépassent pas la résistance maximale.

Le fluage d'un sédiment est défini comme étant la déformation qu'un sédiment subit au cours du temps lorsqu'il est soumis à un état de contrainte maintenu constant. Le fluage correspond à la déformation du squelette intergranulaire sous l'action des contraintes dues aux charges extérieures.

Le fluage est généralement divisé en trois grandes phases (**figure IV-47a**, modifiée d'après Singh et Mitchell, 1968) :

- le **fluage primaire** qui consiste dans le réarrangement des particules lors de la mise en charge. Cette phase est très rapide et elle s'étale sur un laps de temps très court ;
- le **fluage secondaire** représente un stade d'écoulement stationnaire à vitesse constante ;
- le **fluage tertiaire** correspond à un stade d'écoulement à vitesse croissante. Ce stade aboutit à la rupture du sédiment au bout d'un temps d'autant plus grand que la charge est faible. La relation entre la charge et le temps caractérise la résistance à long terme du sédiment.

Plusieurs modèles empiriques ont été proposés afin de décrire une rupture due au fluage (Singh et Mitchell, 1968 ; Tavenas et al., 1978). Plus récemment, Hunter et Khalili (2000) ont proposé un critère simple (**figure IV-47b**) et qui correspond à :

- la rupture due au fluage peut apparaître sans attendre la déformation maximale ;
- le niveau de déformation auquel commence la rupture due au fluage (« onset of tertiary creep », **figure IV-47b**) est équivalent à la contrainte nécessaire pour atteindre la déformation maximale (ϵ_{\max}).

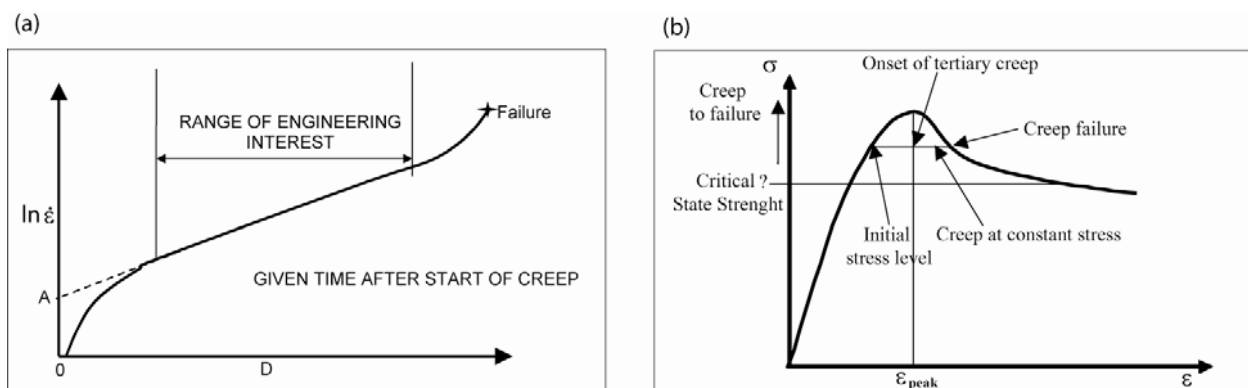


Figure IV-47 : (a) L'influence de l'intensité de la déformation sous le fluage (d'après Singh et Mitchell, 1968); (b) Modèle idéalisé de la rupture due au fluage (d'après Hunter and Khalili, 2000).

La **figure IV-48a** présente le déviateur des contraintes q ($q = \sigma_1 - \sigma_3$) le long de la surface de rupture de 1979. Nous présentons en cercles bleus les valeurs du q avant la construction sur la plateforme de l'aéroport et en croix rouges les valeurs du q après la construction du nouveau port. On remarque sur la **figure IV-48a** une forte augmentation du q sous la construction du nouveau port, ce qui nous indique un changement de l'état de contraintes à cet endroit.

La **figure IV-48b** montre la variation du déviateur des contraintes (q) en fonction de la déformation le long de la surface de rupture (ϵ_d). Grâce à la **figure IV-48a** nous avons mis en évidence une augmentation du déviateur des contraintes (q). A cette augmentation du déviateur des contraintes correspond une augmentation de la déformation déviatorique (croix rouges sur la **figure IV-48b**).

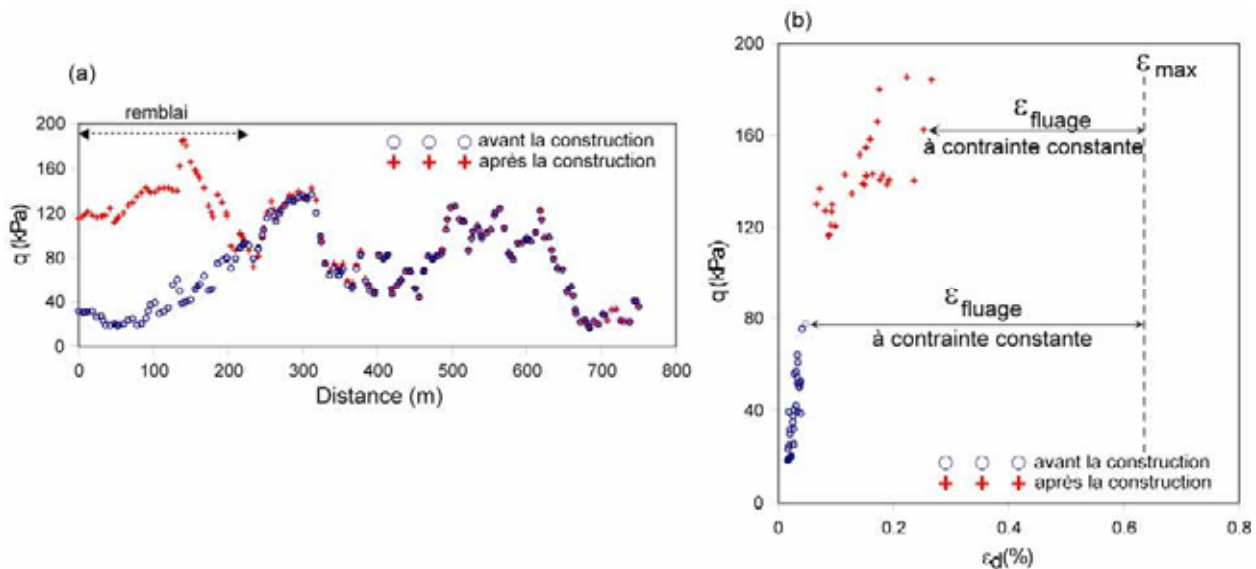


Figure IV-48: (a) Déviateur des contraintes (q) avant et après la construction sur la plateforme de l'aéroport le long de la surface de glissement de 1979 et (b) Déviateur des contraintes vs déformation le long de la surface de glissement de 1979.

D'après le critère défini par Hunter et Khalili (2000), on remarque que la charge de la nouvelle construction sur la plateforme de l'aéroport a diminué la déformation nécessaire pour générer la rupture à cet endroit.

3.4.1. Selon la direction NW-SE

Nous avons procédé à plusieurs calculs et par élimination nous avons pu trouver qu'une diminution par fluage de seulement 15% ($1 - \frac{1}{FOS}$) de la résistance de la couche d'argile sensible est nécessaire pour générer la rupture (**figure IV-49a**). Vu la forte sensibilité de la couche 12, la diminution de 15 % de la résistance maximale est très réaliste sous l'augmentation importante du déviateur des contraintes.

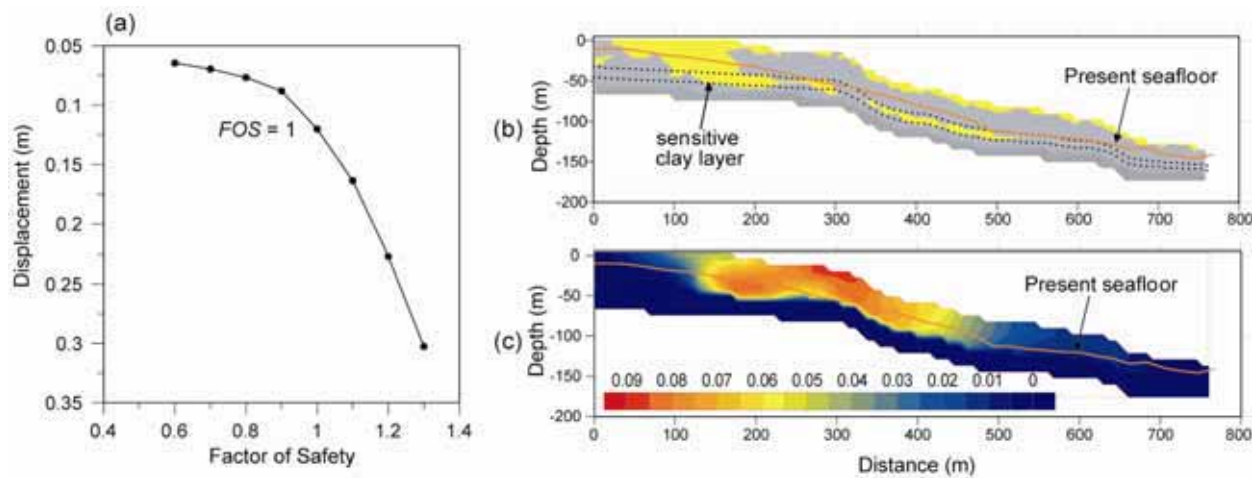


Figure IV-49 : Résultats du modèle de fluage pour la direction NW-SE : (a) FOS vs. déplacement (mm) ($FOS=1$); (b) surface de charge pour $FOS=1$ (zone jaune - déformation plastique) et (c) déplacement horizontal (m) pour $FOS=1$.

La **figure IV-49b** présente les zones caractérisées par de sédiments à comportement plastique (valeurs positives de la surface de charge). On remarque un volume significatif des sédiments concentrés sous les remblais et aussi sur la pente dans la couche d'argile sensible (couche n°12).

La **figure IV-49c** montre les valeurs du déplacement horizontal calculé pour un FOS égal à 1. Le déplacement horizontal a enregistré une augmentation ; la valeur maximale est cette fois de 9 cm.

Résumé des principaux résultats issus de la modélisation numérique

	Direction NW-SE				Direction ENE-WSW	
	Avant la construction	Après la construction	Hypothèse Seed	Fluage	Avant la construction	Après la construction
FOS*	1,45	1,3	1,25	1	1,8	1,8

Tableau IV-5 : Synthèse de résultats issus des modélisations numériques.

On remarque de résultats différents par rapport aux conditions appliquées lors de simulations numériques. Le FOS diminue lors de l'application de la charge de la construction, mais cette diminution n'est pas très considérable. En appliquant une charge correspondant à la baisse du niveau marin de 2,5 m, on remarque à nouveau une diminution du FOS, mais il reste toujours supérieur à 1.

Un FOS égal à 1 est obtenu en considérant le fluage de la couche d'argile sensible sous l'effet de la charge gravitaire des remblais.

Chapitre 4 : Evaluation du potentiel de liquéfaction et de la stabilité de la pente sous charge cyclique

Nous savons que le glissement de 1979 n'a pas été initié par un séisme, car aucune activité sismique n'avait été enregistrée. Cependant, nous avons voulu contraindre l'effet d'un séisme sur les sédiments à proximité de la zone aéroportuaire de Nice.

4.1. Analyse de la sismicité

La zone de Nice se caractérise par une tectonique active où des nombreux séismes ont été enregistrés. La Corse et la Sardaigne (“bloc corso-sarde”) se rapprochent lentement du continent et cette remontée est à l’origine des séismes localisés au sud de Nice comme celui qui s’est produit le 23 février 1887. L’arrière-pays niçois est également sujet à une forte sismicité qui se produit sur de grandes failles orientées Nord Ouest-Sud Est. Ces failles segmentent les massifs du Mercantour et atteignent la région du Queyras (séismes de 1564, 1494, 1618), elles se prolongent en mer et peuvent aussi être à l’origine du séisme du 25 février 2001.

Le tableau ci-dessous (**tableau IV-6**) regroupe les principaux séismes avec des épacentres situés à moins de 100 km de la côte. Les données sont issues de la base de données SIRENE réalisée par le Bureau de Recherche Géologiques et Minières (BRGM), Electricité de France (EDF) et l’Institut de Protection et de Sûreté Nucléaire (IPSN).

Date	Localisation	Intensité (MKS)	Date	Localisation	Intensité (MKS)
30/11/1301	Italie, Piemont, Cuneo	VII	03/09/1903	Italie, Piemont, Bagni di Vinadio	V
23/06/1494	Alpes Maritimes, Vésubie	VII	15/11/1904	Italie, Ligure, Taggia	VI
20/07/1564	Alpes Maritimes, Vésubie	VIII	30/05/1905	Italie, Piemont, Fossano	VI
18/01/1618	Alpes Maritimes, Vésubie	VIII	11/08/1906	Italie, Ligure, Taggia	VI
16/02/1644	Alpes Maritimes, Vésubie	VIII	27/05/1909	Italie, Ligure, Diano Marina	VI
16/02/1752	Méditerranée, San Remo	V	27/09/1911	Alpes Provançales, Barreme	V
31/03/1806	Italie, Ligure, Dolceacqua	VI	24/07/1913	Italie, Piemont, Demonte	VI
23/02/1818	Italie, Ligure, Oneglia	VII	01/05/1917	Italie, Ligure, Pietraligure	V
08/01/1819	Italie, Ligure, Porto Maurizio	VI	05/04/1922	Alpes Provançales, Castellane	V
26/05/1831	Italie, Ligure, Bussana	IX	17/02/1949	Alpes Provançales, Barcelonnette	V
28/05/1831	Italie, Ligure, Bussana	VI	22/03/1949	Alpes Provançales, Vallée Ubaye	VI
17/06/1849	Italie, Piemont, Limonte	V	30/11/1951	Alpes Provançales, Haut Verdon	VIII
13/10/1851	Méditerranée, San Remo	V	12/05/1955	Italie, Piemont, Stroppio	VII
29/12/1854	Méditerranée, San Remo	VIII	20/06/1955	Italie, Piemont, Prazzo	VII
06/08/1858	Italie, Ligure, Oneglia	V	20/03/1956	Italie, Ligure, Porto Maurizio	V
30/08/1858	Italie, Piemont, Demonte	VI	08/03/1957	Méditerranée, San Remo	V
22/01/1878	Italie, Piemont, Saluzzo	VI	04/05/1958	Italie, Piemont, Valdieri	VI
07/06/1878	Italie, Piemont, Cardignano	VII	13/10/1958	Méditerranée, San Remo	V
24/01/1885	Italie, Ligure, Imperia	VI	05/04/1959	Alpes Provançales, Vallée Ubaye	VIII
01/07/1885	Italie, Piemont, Cuneo	VI	17/07/1959	Alpes Provançales, Vallée Ubaye	VI
23/02/1887	Italie, Ligure, Imperia	IV	04/11/1959	Italie, Piemont, Dronero	V
23/02/1887	Italie, Ligure, Imperia	VII	13/12/1959	Alpes Maritimes, La Gravede Pelle	V
23/02/1887	Italie, Ligure, Imperia	X	21/12/1959	Italie, Piemont, Vintimille	V
24/02/1887	Italie, Ligure, Imperia	V	28/01/1960	Alpes Provançales, Vallée Ubaye	V
11/03/1887	Italie, Ligure, Imperia	VII	19/07/1963	Méditerranée, plaine abisale	V
20/05/1887	Italie, Ligure, Imperia	V	13/03/1965	Alpes Maritimes, Valdeblorre	VI
18/08/1888	Italie, Ligure, Imperia	V	07/04/1966	Italie, Piemont, Entracque	VII
16/09/1890	Italie, Ligure, Imperia	V	06/12/1967	Alpes Maritimes, Vésubie	V
05/08/1891	Italie, Piemont, Cuneo	V	18/04/1968	Italie, Ligure, Diano Marina	VI
08/05/1892	Italie, Ligure, Taggia	V	22/11/1969	Alpes Provançales, Barcelonnette	V
26/11/1892	Italie, Piemont, Limonte	V	29/12/1970	Italie, Ligure, Calizzano	V
27/11/1892	Italie, Piemont, Limonte	V	30/12/1970	Italie, Ligure, Pietraligure	V
02/01/1893	Italie, Piemont, Bagni Vinadio	VI	31/12/1970	Italie, Ligure, Pietraligure	VI
06/04/1894	Italie, Piemont, Valdieri	V	01/02/1971	Italie, Piemont, Dronero	V
19/07/1894	Italie, Ligure, Taggia	V	18/01/1972	Italie, Ligure, Pietraligure	VI
03/02/1895	Italie, Ligure, Imperia	V	08/02/1974	Alpes Provançales, Thorame	VI
18/03/1895	Italie, Piemont, Valdieri	V	07/08/1974	Alpes Provançales, Vallée Ubaye	V
25/12/1895	Italie, Ligure, Oneglia	V	05/01/1980	Italie, Piemont, Pinerolo	VII
16/10/1896	Italie, Ligure, Oneglia	VI	10/10/1980	Alpes Provançales	V
12/10/1897	Italie, Ligure, Imperia	V	26/12/1989	Méditerranée, sud Nice	V

26/12/1899	Italie, Piémont, Cuneo	V	15/04/1990	Méditerranée, sud La Roya	V
05/04/1900	Italie, Piémont, Cuneo	VI	12/02/1996	Alpes Niçoises, L'Escarène	IV
10/05/1900	Italie, Piémont, Cuneo	VI	01/11/1999	Alpes Niçoises, Peille	V
20/04/1901	Italie, Piémont, Cuneo	VI	19/12/2000	Alpes Niçoises, La Trinité	IV
04/04/1903	Italie, Ligure, Oneglia	VI	25/02/2001	Méditerranée, SE Nice	V

Tableau IV-6 : Données extraites de la base de données SIRENE (BRGM, EDF, IPSN) (modifié d'après Rohais, 2002).

Le plus important séisme a eu lieu au large de la riviéra italienne, le 23 février 1887 ; il a secoué violemment de SE de la France et le N d'Italie. Le séisme a été associé à une intensité de X, ce qui représente la plus importante intensité sur le territoire français. Le séisme a aussi généré un tsunami avec une hauteur d'environ 1 mètre, qui a affecté environ 150 km de côte. Ce séisme a fait 600 morts sur la côte italienne. En France, le littoral entre Cannes et Menton a beaucoup souffert, de nombreux dégâts ont été observés. De nombreux glissements de terrain ont affecté l'arrière-pays de Menton et des indices de liquéfaction ont été observés à Nice.

Même si le glissement de 1979 n'a été déclenché par un séisme, nous avons voulu caractériser le comportement des sédiments sous une charge cyclique.

4.2. Les essais triaxiaux cycliques

Plusieurs essais triaxiaux cycliques ont été réalisés auparavant (Sultan et al., 2004). Je vais décrire ces résultats, même s'ils ne sont pas issus de mon travail, car ils seront utilisés pour l'évaluation du potentiel de liquéfaction et de la stabilité de la pente actuelle.

Les essais triaxiaux cycliques ont été menés dans le but :

- (4) d'identifier la pression interstitielle générée dans les différentes couches sédimentaires lors d'un séisme,
- (5) de déterminer la dégradation de la structure du sédiment et la résistance du sédiment sous des charges cycliques
- (6) d'étudier le potentiel de liquéfaction.

Pour chaque essai cyclique, on détermine :

- le rapport **CRR** entre la contrainte maximale au cisaillement cyclique (σ_{dc}) et la pression de confinement initiale (σ'_{3c})

$$\text{Cyclic Resistance Ratio} = \sigma_{dc} / \sigma'_{3c} = \Delta q / 2\sigma'_{3c} \quad [2]$$

- la déformation verticale : $\Delta h/h_c$, où Δh est la déformation axiale et h_c est la hauteur initiale de l'échantillon.

- la surpression interstitielle normalisée par rapport à la contrainte de confinement initiale : $\Delta u / \sigma'_{3c}$

Lors des essais effectués par Mulder (1992) **trois grandes phases de comportement rhéologique** ont pu être observées sur les sédiments de la Baie des Anges. Dès qu'il est soumis aux premières sédimentlicitations cycliques, **le sédiment se déforme de manière permanente (plastique)**. La phase à forte déformation peut laisser place à une **phase de stabilisation**, caractérisée par une

déformation réversible (élastique). La troisième phase, la rupture, est marquée par l'augmentation du rapport entre la déformation permanente et la déformation critique jusqu'à l'état critique.

Dix tests cycliques ont été réalisés sur les échantillons issus des carottes sédimentaires MD01-2470, KGMO-04 et KGMO-05 (Sultan et al., 2004) (**tableau II-5**). La **figure IV-50** présente les résultats obtenus sur l'échantillon S4-1 (carotte KGMO-05) lors d'un essai cyclique en conditions non drainées ($\sigma'_{3c} = 40$ kPa et $\Delta q / \sigma'_{3c} = 0,23$). On remarque dans la **figure IV-50c** que la liquéfaction est atteinte après 30 cycles uniformes.

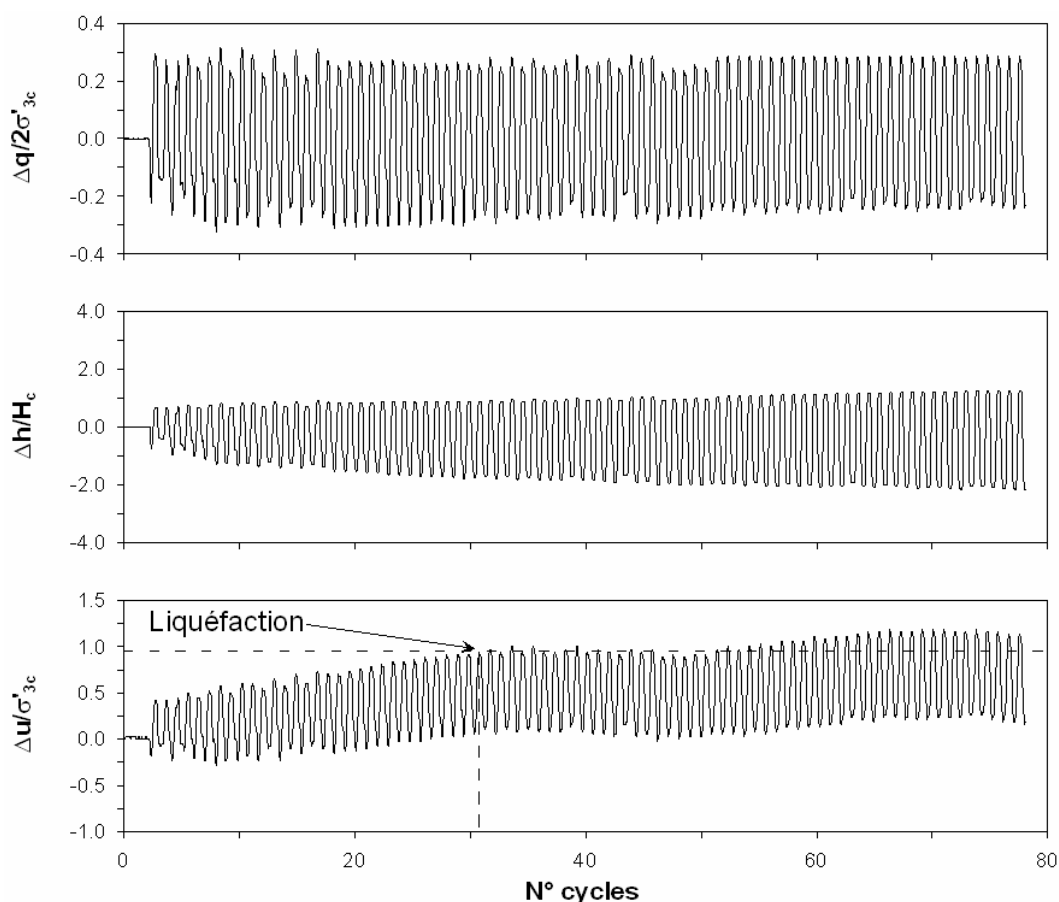


Figure IV-50 : Résultats essai triaxial cyclique de l'échantillon S4-1 ($\sigma'_{3c} = 40$ kPa et $\Delta q / \sigma'_{3c} = 0,23$) (d'après Sultan et al., 2004).

Le sédiment de la zone de Nice est donc susceptible de se liquéfier pendant un séisme. Tous les résultats des essais cycliques réalisés dans la zone de Nice (Sultan et al., 2004, Sols Essais, 1994) ont été projetés dans le diagramme du CRR vs. le Nombre de cycles nécessaires pour atteindre la liquéfaction (**figure IV-51**).

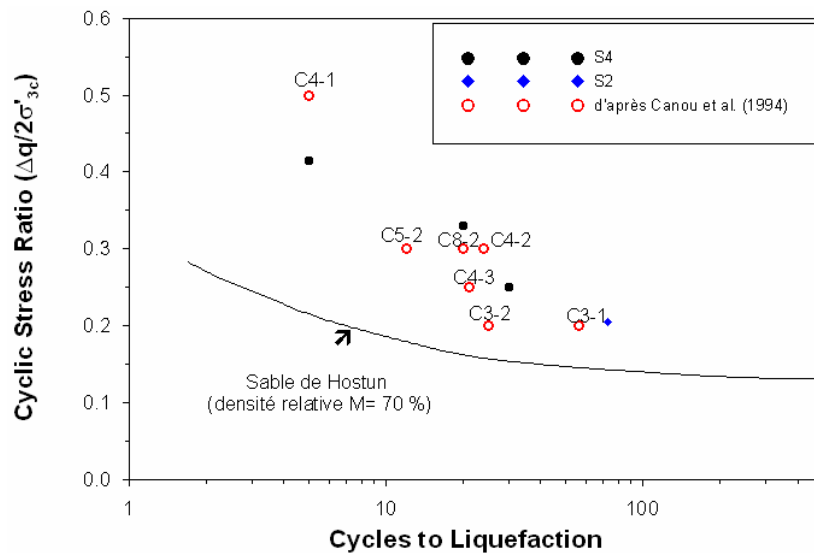


Figure IV-51 : CRR en fonction du nombre de cycles nécessaires pour atteindre la liquéfaction (d'après Sultan et al., 2004).

On remarque que le potentiel de liquéfaction des mesures réalisées par Sultan et al. (2004) sont concordantes avec celles réalisées par Sols Essais (1994). Nous présentons, dans le même diagramme la courbe du potentiel de liquéfaction du sable de Hostun, qui a été beaucoup étudiée et acceptée comme référence pour la détermination du potentiel de liquéfaction. Il semble que notre sédiment soit caractérisé par un potentiel de liquéfaction supérieur au sable de Hostun.

4.3. Evaluation du potentiel de liquéfaction (Sultan et al., 2004)

Le potentiel de liquéfaction des sédiments de Nice a été évalué en suivant la méthode proposée par Seed et Idriss (1971). Le potentiel de liquéfaction des sédiments de Nice a été évalué pour un séisme de $M=6,5$ et une distance de 20 km de l'épicentre. Les résultats de ce calcul sont montrés sur la **figure IV-52** (Sultan et al., 2004).

Les calculs ont été réalisés pour des différentes valeurs de PGA ($0,5$; 1 et $1,5 \text{ m/s}^2$) (**figure IV-52**). Le premier diagramme montre la contrainte de cisaillement en fonction de la profondeur. On remarque, que la contrainte de cisaillement induite par un séisme de PGA égal à $0,5$; 1 et $1,5 \text{ m/s}^2$ n'est pas suffisante pour induire la liquéfaction des sédiments.

Néanmoins, le diagramme du FOS en fonction de la profondeur, montre que le sédiment situé en surface (premiers 10 mètres) semble être susceptible de liquéfier pendant un séisme, car le FOS se rapproche de 1 pour un PGA de $1,5 \text{ m/s}^2$. En profondeur par contre, les valeurs du FOS_L restent supérieures à 1 pour des séismes caractérisés par un PGA de ($0,5$; $1,0$ ou $1,5 \text{ m/s}^2$) (**figure IV-52**).

Le faible potentiel de liquéfaction observé pour le sédiment niçois est peut-être dû à l'absence des sédiments de sable lâches dans les couches profondes la zone de Nice.

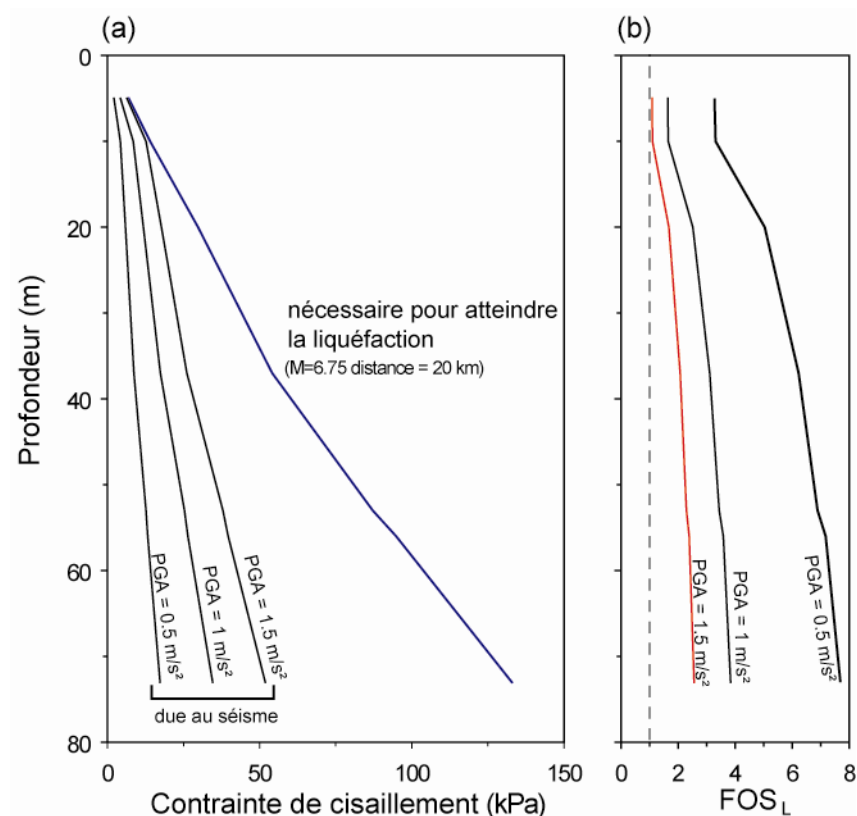


Figure IV-52 : (a) Diagramme de la contrainte de cisaillement induite par un séisme de PGA équivalent à 0,5 ; 1 et 1,5 m/s² ; (b) évaluation du FOS_L pour différents PGA (0,5 ; 1 et 1,5 m/s²) (d'après Sultan et al., 2004).

4.4. Évaluation du potentiel de liquéfaction avec le programme Cyclic 1D

Toujours dans le but de caractériser le potentiel de liquéfaction, j'ai utilisé le programme numérique Cyclic 1D. La **figure IV-53** présente l'accélérogramme du séisme février 2001 qui a eu lieu au large de Nice (EDF, 2001) et qui a été utilisé pour la modélisation numérique.

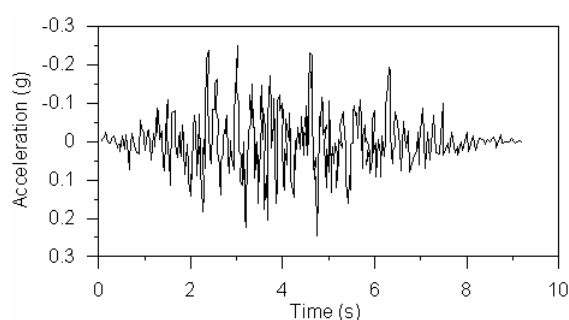


Figure IV-53 : Diagramme de l'accélération horizontale vs le temps enregistré lors du séisme de 25.02.2001.

Nous avons créé un profil vertical caractérisé par 15 couches sédimentaires, allant jusqu'à 60 mètres de profondeur. Les paramètres géotechniques nécessaires pour la modélisation numériques ont été déterminés à partir de mesures pénétrométriques (Sols Essais, 1994) et à partir de mesures de laboratoire effectuées sur les carottes (GMO 1 et Géosciences II). Le **tableau IV-8** synthétise les paramètres introduits dans le programme Cyclic 1D. Cependant, nous avons utilisée la même lithologie des couches que celle utilisée lors de la modélisation Femuslope.

Couche	Lithologie	Epaisseur (m)	Profondeur (m)	γ' (kN/m ³)	Su (kPa)	ϕ (degrés)
1	Sable	0,1	0,1	6,5	-	34
2	Argile silteuse	0,5	0,6	6,5	67,2	-
3	Silt	1,4	2	6,5	-	36,9
4	Argile silteuse	2,5	4,5	6,5	62	-
5	Sable	0,3	4,8	5,2	-	32
6	Argile silteuse	8,2	13	5,2	71,8	-
7	Sable	0,4	13,4	5,2	-	33
8	Argile silteuse	7,6	21	5,2	70,4	-
9	Sable	0,2	21,2	7,15	-	33
10	Argile silteuse	7,3	28,5	7,8	65,3	-
11	Argile sensible	5,5	34	7,93	68	-
12	Sable	0,5	34,5	9,1	-	33
13	Argile sensible	6	40,5	8	68	-
14	Argile silteuse	19,5	60	10,7	100	-

Tableau IV-7 : Paramètres utilisés pour la modélisation numérique avec le programme CYCLIC 1D.

L'accélérogramme est appliquée à la base de la colonne sédimentaire. Nous avons appliqué une accélération horizontale de PGA = 0,25 g et PGA = 0,15 g, et les résultats issus de ce calcul sont présentés dans la **figure IV-54**.

La **figure IV-54a** présente les valeurs de l'accélération horizontale en fonction de la profondeur. Les deux courbes ont la même allure, avec des accélérations qui s'atténuent vers la surface. On remarque, que pour 0,25 g et 0,15 g, la valeur de l'accélération en surface est d'environ 0,09 g - 0,1 g (**figure IV-54a**).

La **figure IV-54b** présente les valeurs de la surpression interstitielle (Δu) suite au séisme, pour des PGA de 0,25 g et 0,15 g. On remarque, des augmentations significatives de la surpression interstitielle dans les niveaux de silt et sable. Pour un PGA de 0,25 g, Δu est de 30 kPa à 5 mètres de profondeur et atteint un maximum de 50 kPa vers 36 mètres de profondeur, tandis que pour 0,15 g, Δu est de 22 kPa à 5 mètres et de 36 kPa vers 36 mètres de profondeur.

Un séisme caractérisé par un PGA = 0,25 g induit une diminution de la contrainte effective dans tous les niveaux de silt et sable, voire même une annulation de σ'_v vers 5 mètres de profondeur (**figure IV-54c**). Pour un séisme de PGA égal à 0,15 g, la contrainte effective verticale diminue dans tous les niveaux de sable, mais reste toujours supérieure à zéro (**figure IV-54c**).

Il semble que pour un PGA de 0,25 g, les charges cycliques induites par le séisme sont suffisantes pour liquéfier les couches de sable situées en surface (ici, 5 m de profondeur). Cependant, pour générer un PGA de 0,25 g au niveau de la zone aéroportuaire, il faut un séisme de très forte magnitude. D'après le diagramme d'Idriss (1985), un PGA de 0,25 g peut correspondre à un séisme de Magnitude 6 à 10 km de distance.

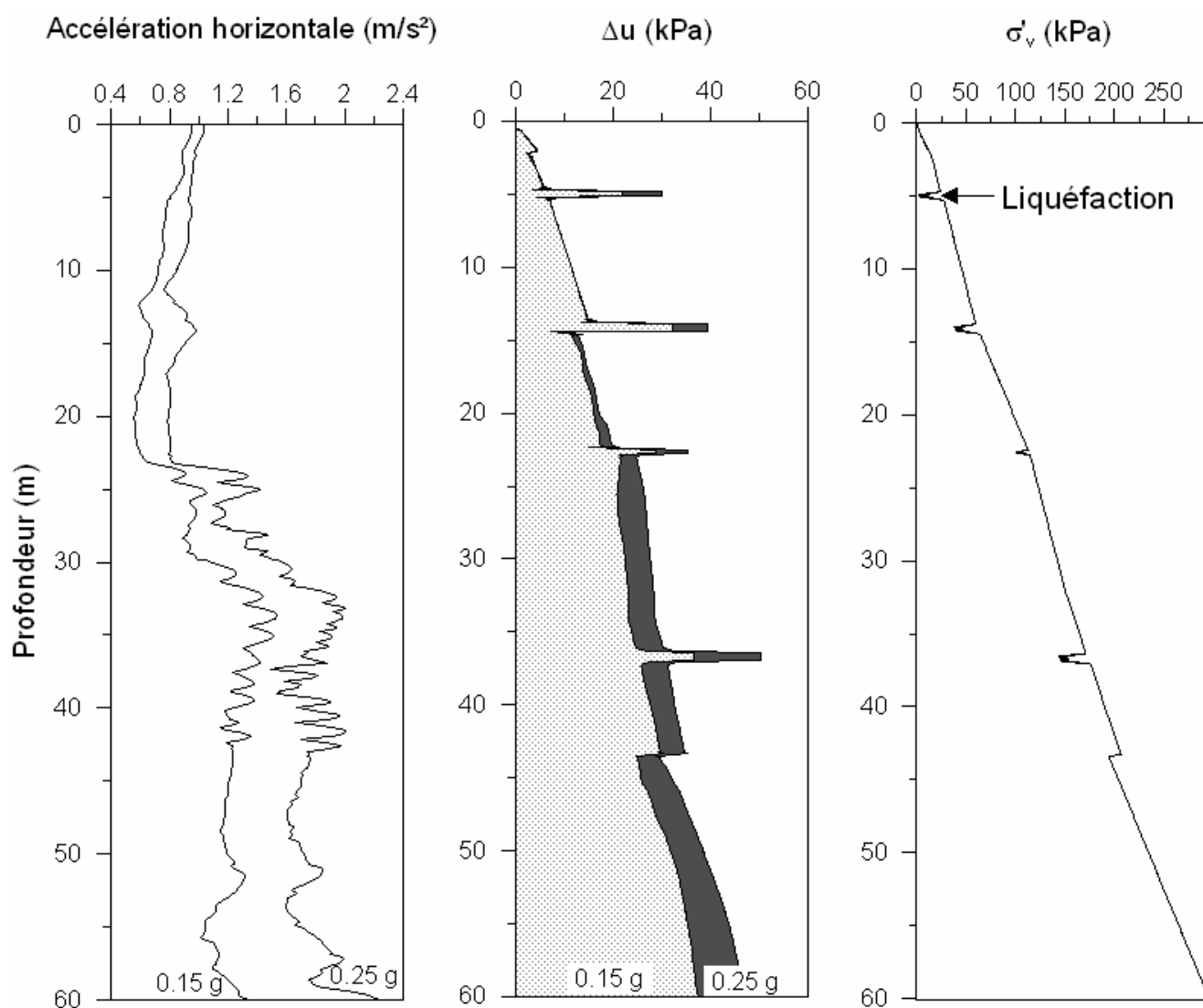


Figure IV-54 : Résultats du modèle Cyclic 1D montrant les différents paramètres suite à un séisme de 0,25 g et 0,15 g : (a) l'accélération horizontale (m/s^2) ; (b) surpression interstitielle (kPa) et (c) contrainte verticale effective induite par le séisme (kPa).

L'événement de 1979 n'a pas été déclenché par un séisme, car aucun enregistrement n'avait été observé. Cependant, la zone de Nice est caractérisée par une forte activité sismique, ce qui nous emmène à penser qu'il est important de mieux évaluer le risque lié aux séismes.

Discussion

Les processus d'évolution d'une région sont régis par son environnement bathymétrique et géologique. Dans le cas de l'étude de la stabilité d'une pente, la compréhension du phénomène d'instabilité repose en grande partie sur la connaissance des facteurs déclenchants.

Cette nouvelle étude concernant l'initiation de l'événement de 1979 visait à améliorer la compréhension de l'événement et plus précisément des mécanismes déclenchants. Les nouvelles données disponibles pour cette zone (mesures CPTU, carottages) ainsi que la méthodologie utilisée (corrélation entre les différents type de donnée, modélisations) ont apporté des nouveaux résultats concernant l'évolution géologique de la zone d'étude.

Causes des instabilités gravitaires

1. Facteurs prédisposants

- L'important taux de sédimentation

L'existence d'un taux de sédimentation important se traduit par la présence de sédiments sous-consolidés. Cependant, aucune relation directe n'est établie entre le taux de sédimentation et l'instabilité d'une zone.

La zone d'étude se localise dans le delta du Var qui se caractérise par des taux d'accumulation très importants. D'après Dubar et Antony (1995) le taux moyen de sédimentation dans cette zone, était d'environ $8,0 \text{ m ka}^{-1}$ pendant la dernière remontée du niveau marin et environ $3,5 \text{ m ka}^{-1}$ à partir de 7 ka et jusqu'à l'Actuel. Sultan et al. (2004) caractérisent un taux de sédimentation important, de $11,5 \text{ m ka}^{-1}$, au niveau de la carotte KGM0-03. La mesure est réalisée sur un fragment de bois, à 3,52 m de profondeur.

Il est très probable qu'avec ce taux de sédimentation important les sédiments soient sous-consolidés. Mulder et al. (1997) avaient montré l'apparition des glissements superficiels qui pourraient être liés au taux de sédimentation important dans cette zone.

Il est aussi possible que la forte sédimentation dans la zone peut induire une augmentation de la pente. C'est alors ce changement de pente lié à la sédimentation qui va influencer la stabilité et qui peut représenter un mécanisme de rupture.

D'après les calculs réalisés à partir des essais oedométriques sur la carotte KENV2-02 nous avons émit l'hypothèse que les sédiments qui se trouvent sous les remblais étaient dans un état de sous-consolidation, car après la pose des remblais, les sédiments n'ont pas eu le temps de se consolider.

- La variabilité latérale des couches

Actuellement, la tête du canyon sous-marin est directement connectée au fleuve Var. Des barres sableuses peuvent se former à l'embouchure du fleuve et il arrive que pendant les périodes de crue, ces structures s'effondrent et les sédiments passent dans le canyon du Var (Sage, 1976). La plupart des sédiments grossiers sont piégés en tête de canyon. Sous l'action des vagues, une partie de

dépôts, (sable fin, silt et boue) est dispersée sur le plateau continental, en face de l'aéroport de Nice (Sage, 1976).

Plusieurs barrages ont été construits le long de la vallée du Var afin de piéger les sédiments grossiers (galets, rochers). L'impact de ces barrages sur le volume des sédiments arrivant à l'embouchure du Var n'est pas très précisément documenté. Cependant, les sédiments grossiers restent piégés au niveau des barrages, tandis que seule une fraction plus fine arrive à l'embouchure du fleuve.

On peut aussi supposer que lors des crues de forte magnitude, une partie de l'énergie des courants débouchant en mer qui était dans le passé consommé par le processus de transport des sédiments, va se trouver maintenant "libéré" pour réactiver les processus d'érosion en tête de canyon.

Les données historiques montrent qu'avant que le fleuve Var soit endigué, les barres littorales migraient le long de la côte sur plusieurs kilomètres de distance.

Nous avons mis en évidence la présence d'une couche de sable au niveau de la côte niçoise grâce aux essais pénétrométriques (Sols Essais, 1994). Cette couche perméable de sable représente un bon conduit d'eau douce à l'intérieur de la colonne sédimentaire. Les essais oedométriques réalisés sur les carottes KENV2-01 et KENV2-02, ont montré qu'en contact avec l'eau douce, la structure interne du sédiment s'effondrait.

Au niveau du site PZ 11, la classification lithologique de Ramsey (2002) nous a permis de déterminer la présence d'une couche d'argile sensible à partir de 30 m de profondeur. Un niveau de sable est observé à l'intérieur de cette couche ce qui nous permet de supposer que la forte sensibilité de cette couche est due à la circulation d'eau douce.

Notre méconnaissance actuelle sur l'extension latérale de couches sédimentaires enfouies sur l'ensemble du plateau et de la pente continentale niçoise est donc un handicap. Etant donné la variabilité au cours du temps de l'embouchure de la rivière, il est maintenant important de pouvoir cartographier l'extension latérale de cette couche de sable, car d'après notre étude, elle est en relation directe avec la couche d'argile sensible.

- Les courants hyperpycnaux

Les courants hyperpycnaux en milieux deltaïque ont été définis par Bates (1953). Leur importance en milieu marin a été démontrée par Mulder et Syvitski (1995). Mulder et al. (1997) ont démontré que les courants hyperpycnaux représentent des phénomènes très fréquents dans la zone du delta du Var. Le fleuve du Var prend sa source dans les Alpes et son bassin de drainage d'environ 2820 km² produit des énormes masses de sédiments transportées en suspension. Les courants hyperpycnaux se forment à l'embouchure des fleuves, quand les eaux douces transportent une telle charge sédimentaire en suspension, qu'elle a une densité supérieure à la densité des eaux marines. Dans ce cas, le flux turbide plonge, érode les fonds marins, s'auto entretient pour devenir un véritable courant de turbidité (Mulder et al., 1997).

L'analyse statistique du débit du Var au cours des 40 dernières années a montré que la rivière du Var peut produire de courants hyperpycnaux qui durent 24 h. Au moment de la crue de 1994, Mulder et al. (1997) estime que le volume de sédiments apporté à l'embouchure a été 10 fois supérieur au le volume moyen transporté chaque année.

Des travaux de monitoring sont en cours afin d'observer l'activité des courants sur le fond du canyon du Var (programme HERMES). Plusieurs mouillages se trouvent le long du canyon du Var afin d'enregistrer l'activité de courants. Des prélèvements successifs sont réalisés au niveau de chaque mouillage afin d'essayer de corrélérer le passage des courants avec des dépôts.

L'impact de ces courants sur la stabilité de la pente n'a pas encore fait l'objet d'études très précises. Mais, on suppose que les courants sont concentrés dans le canyon du Var et que seule la partie amont de la tête du canyon peut être affectée par des instabilités.

- La sismicité

Un séisme génère une charge cyclique de cisaillement. La réponse et le comportement dynamique d'un sédiment à cette charge cyclique sont dominés par l'état du sédiment (distribution et taille des grains, présence ou absence d'une fraction d'argile,...) et par l'intensité et la durée de la charge cyclique. Quand un sédiment grenu et poreux est exposé à une charge cyclique, les grains se densifient et prennent moins d'espace. La durée d'un séisme est courte pour permettre un drainage de l'eau générant une surpression interstitielle importante. Les conséquences de cette surpression et de la dissipation lente peuvent être une diminution voire une annulation de la contrainte effective induisant des déformations sédimentaires et la liquéfaction de certains sédiments.

Outre la liquéfaction du sédiment, la charge cyclique peut induire aussi une dégradation de la rigidité et de la résistance au cisaillement des sédiments mous comme ceux trouvés dans beaucoup de dépôts marins.

Les travaux de Sultan et al. (2004) montre que les sédiments superficiels (premiers 10 mètres) sont susceptibles de se liquéfier pendant un séisme de $M = 6,5$ caractérisé par un PGA de $1,5 \text{ m/s}^2$.

Les résultats obtenus pendant ce travail de thèse, en utilisant le modèle numérique CYCLIC 1D, montrent que la liquéfaction peut être atteinte pour les premiers 5 mètres de sédiments lors d'un séisme d'une magnitude similaire au séisme de février 2001, caractérisé par un PGA de $2,5 \text{ m/s}^2$.

L'événement de 1979 n'est pas lié à un séisme car aucune activité n'avait pas été enregistrée à l'Observatoire de Monaco. Cependant, la zone étant caractérisée par une sismicité modérée, il est nécessaire de mieux contraindre la réponse des sédiments sous une charge cyclique afin de pouvoir prévoir l'initiation des futurs glissements.

2. Facteurs aggravants ou déclencheurs

- La construction de l'aéroport sur le plateau continental et son impact sur les sédiments

Les opérations de remblayage qui visaient l'aménagement de l'aéroport de Nice ont commencé pour la première fois en 1940 et avaient pour but l'extension de l'aéroport de Nice sur le flanc gauche du Var. Ces travaux impliquaient la déviation de l'embouchure du Var vers l'Ouest. Avec ces travaux d'extension, l'aéroport a gagné 50 mètres sur la mer.

D'après les études effectuées par Sage (1976), l'extension de l'aéroport et les travaux d'urbanisation ont changé complètement la circulation des eaux. Dans le même travail, l'auteur

souligne l'impact de la construction de l'aéroport sur la circulation des courants côtiers et sur la distribution des sédiments dans la Baie des Anges. Ces remarques avaient été faites juste 3 ans avant la catastrophe de l'aéroport.

Avant l'extension de la plateforme aéroportuaire, les courants, au débouché du Var, pouvaient s'étaler vers l'est où ils y allaient déposer des sédiments. Aujourd'hui par contre, la construction de l'aéroport bloque les courants et donc aucun dépôt sédimentaire n'est plus enregistré. Tous les courants et aussi les sédiments sont emportés directement dans le canyon du Var. L'étude sédimentologique des carottes des sondages réalisée par L'Homer (1980b) avait montré l'effet du remblayage et du compactage sur les sédiments. Il se trouve que des graviers et des galets pénètrent la vase déposée sur le plateau continental sur quelques décimètres de profondeur.

Nous avons voulu quantifier le rôle que la charge des remblais a eu sur les sédiments et pour cela nous avons utilisé le modèle numérique Femuslope. Le premier calcul réalisé avec le modèle FEMUSLOPE a révélé l'état métastable de la pente niçoise même avant la construction du nouveau port. Le FOS calculé est supérieur à 1 ($FOS = 1,45$), mais pas assez pour supposer que la pente est stable.

En prenant en compte la surcharge induite par la construction du nouveau port, l'état de stabilité de la pente montre une dégradation, caractérisée par la diminution du FOS de 1,45 à 1,3. Les sédiments à comportement plastique (valeurs positives de la surface de charge) apparaissent maintenant sur le plateau, en dessous du nouveau port. La surface critique de rupture semble s'initier dans la couche 12 qui correspond à la couche d'argile sensible.

En plus de la baisse du FOS, la surcharge des remblais a généré une augmentation du déviateur de contrainte (q) sous les remblais, ainsi qu'une augmentation de la déformation (ϵ_d). On remarque que pour une valeur donnée du ϵ_{peak} nécessaire pour atteindre la rupture (critère de Hunter et Khalili, 2000), la surcharge de la construction du nouveau port a fait diminuer la déformation par fluage nécessaire pour provoquer la rupture sur la pente de Nice.

Sans la charge de l'aéroport, la pente niçoise aurait tout de même pu être affectée par des glissements (dus à la présence de la couche d'argile sensible), mais probablement plus tard (nous avons pas d'idée sur le taux de déformation par fluage et donc, on ne peut pas estimer ce délai).

- La couche d'argile sensible

La présence de la couche d'argile sensible au niveau de la plateforme aéroportuaire, peut être considérée comme un facteur prédisposant, mais en même temps, nous pensons qu'en relation avec la charge de l'aéroport cette couche est devenue un facteur déclenchant.

Les mesures géotechniques (*in situ*: CPT et les essais en laboratoire) ont permis de mettre en évidence la présence de cette couche d'argile sensible. Une argile sensible est le résultat de processus géologiques très lents. La plupart des argiles sensibles se sont formées dans des sédiments déposés en mer pendant la dernière période de remontée du niveau marin. Les dépôts argileux peuvent subir le phénomène de lessivage qui consiste dans un changement de la

concentration des ions dans l'eau interstitielle liée à la structure de l'argile. Le phénomène de lessivage peut être dû à l'infiltration d'eaux douces dans les niveaux adjacents perméables, et par diffusion.

Nous avons pu décrire dans la partie supérieure des carottes KENV2-01 et KENV2-02 un niveau de sable. Cette couche de sable correspond à un niveau très perméable qui peut représenter un conduit d'eau douce dans les couches sédimentaires. Nous pouvons présumer que la couche d'argile sensible a pu changer ces propriétés mécaniques par lessivage. Quatre essais oedométriques ont été réalisés sur les échantillons de sédiments : KENV2-01 à 0,14 ; 0,60 et 1,37 m et KENV2-02 à 0,91 m de profondeur. Les résultats présentés des essais oedométriques ont montré l'effondrement de la structure du sédiment lors de la circulation de l'eau douce. Ce comportement mécanique confirme, une fois de plus, la présence de la couche d'argile sensible dans l'interface du glissement de 1979.

Les résultats issus de la modélisation numérique montrent que la surface critique de rupture s'initie dans la couche 12, correspondant dans le modèle à la couche d'argile sensible. La surface bathymétrique actuelle coïncide avec cette surface critique obtenue par modélisation.

Nous pensons que la présence de cette couche d'argile sensible a joué un rôle majeur dans l'initiation du glissement de 1979. Cependant, plusieurs questions se posent : "Cette couche couvre-t-elle tout le plateau continental ?" ; "L'argile devient-elle sensible seulement à proximité de chenaux sableux ?".

Dans l'état actuel des connaissances, nous ne pouvons pas répondre à ces questions, même il serait très important de mener des études dans ce sens afin de pouvoir évaluer l'état actuel de la stabilité de la pente niçoise.

- La pression interstitielle

a) Les remontées des fluides

Les gradients de pression présents dans les sédiments peuvent être à l'origine des instabilités. Un gradient de charge hydraulique induit un écoulement au sein du sédiment et cet écoulement va transmettre une force d'entraînement à la matrice du sédiment. Lorsque cette force appliquée aux grains excède les forces de friction et de cohésion du sédiment, la rupture peut y apparaître (Cayocca, 1998).

Deux campagnes de mesures *in situ* piézométriques ont eu lieu au large de l'embouchure du Var et de l'aéroport de Nice en 1991 et 1992 (Guglielmi, 1993). Les travaux de Guglielmi (1993) ont montré que la nappe alluviale du Var s'écoule sous l'aéroport de Nice, en se divisant en deux nappes situées à des profondeurs différentes. La première est une nappe libre, superficielle et peu épaisse (moins de 30 mètres) et circule dans les dépôts deltaïques de surface ainsi que dans les remblais de l'aéroport. La deuxième nappe est une nappe captive, d'épaisseur importante (entre 50 et 60 mètres) et se situe dans la partie inférieure de l'édifice holocène, et plus précisément dans les dépôts fluviaux (Guglielmi, 1993).

Le débit et la localisation des sorties en mer de ces deux nappes ne sont pas connus. Cependant, on suppose que les sorties des eaux douces se font là où les dépôts imperméables de prodelta sont moins épais ou inexistant.

b) la pluviométrie

La caractéristique principale du Var est la brutalité des crues d'automne. Ainsi, le débit moyen du fleuve Var à son embouchure, est de l'ordre de $52\text{-}53 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et ceci peut être multiplié plusieurs dizaines de fois en période de crue (Mulder et al., 1997).

Une augmentation de la pression interstitielle peut apparaître après une période de fortes pluies. Cette surpression interstitielle peut induire une diminution de la contrainte effective pouvant éventuellement conduire à la rupture. Durant les deux semaines précédant le glissement, des fortes pluies avaient été enregistrées sur tout le bassin de drainage du Var et sur la côte niçoise. Cependant, le lien entre l'infiltration des eaux de pluie et la pression interstitielle dans les sédiments sur la pente continentale n'est pas quantifié aujourd'hui.

Le scénario de rupture de la pente niçoise en 1979

Nous pouvons présenter maintenant le scénario pouvant le mieux décrire l'initiation du glissement catastrophique de 1979 :

- La découverte d'un niveau perméable de sable au niveau de la zone aéroportuaire représente un point important pour notre étude, car ce niveau a probablement joué le rôle de conduit d'eau douce. La circulation d'eau douce a donc pu provoquer une augmentation de la sensibilité de la couche d'argile (par lessivage) (**figure IV-55a**). L'augmentation de la sensibilité de la couche d'argile sensible se traduit par une diminution de la résistance maximale, et donc il est possible que cette couche se trouve dans un état de fluage secondaire.

- La présence des remblais au niveau du plateau continental a un rôle significatif sur l'état de stabilité de la pente, car nous avons vu la diminution du FOS. La surcharge a donc induit une dégradation des propriétés mécaniques des sédiments, et notamment de celles de la même couche d'argile sensible, qui a pu accélérer le fluage. On est peut-être passé du fluage secondaire de la couche d'argile sensible, au fluage tertiaire. Grâce aux résultats des calculs numériques, nous avons vu, qu'une diminution de seulement 15 % de la résistance de cette couche était suffisante pour atteindre la rupture ($\text{FOS} = 1$) (**figure IV-55b**).

- L'augmentation probable, mais non documentée, de la pression interstitielle due aux infiltrations d'eau douce (liées aux fortes pluies) a pu jouer un rôle dans le déclenchement du glissement. L'augmentation de la pression interstitielle entraîne une baisse de la contrainte effective qui peut conduire à la rupture plus facilement (**figure IV-55c**).

La question qui se pose maintenant est de savoir quel facteur a eu un rôle primordial dans le déclenchement du glissement de 1979 ?

Il est très probable que le glissement initié au niveau de la plateforme aéroportuaire de Nice a été généré par le concours de trois facteurs (charge gravitaire, diminution de la résistance de l'argile sensible et augmentation de la pression interstitielle).

Cependant, pendant les travaux d'extension de l'aéroport, de nombreuses preuves de fissuration, et d'effondrement ont été observées sur tout l'ensemble de la zone en construction. On suppose alors que l'état de la pente n'était pas stable et que la charge des remblais a eu pour effet la dégradation de son état de stabilité et déclenchement de la rupture.

Il faut tout de même à continuer les recherche au niveau de cette zone, afin de bien contraindre tous les paramètres qui entre en jeux : extension de la couche d'argile sensible, présence de la nappe phréatique, etc...

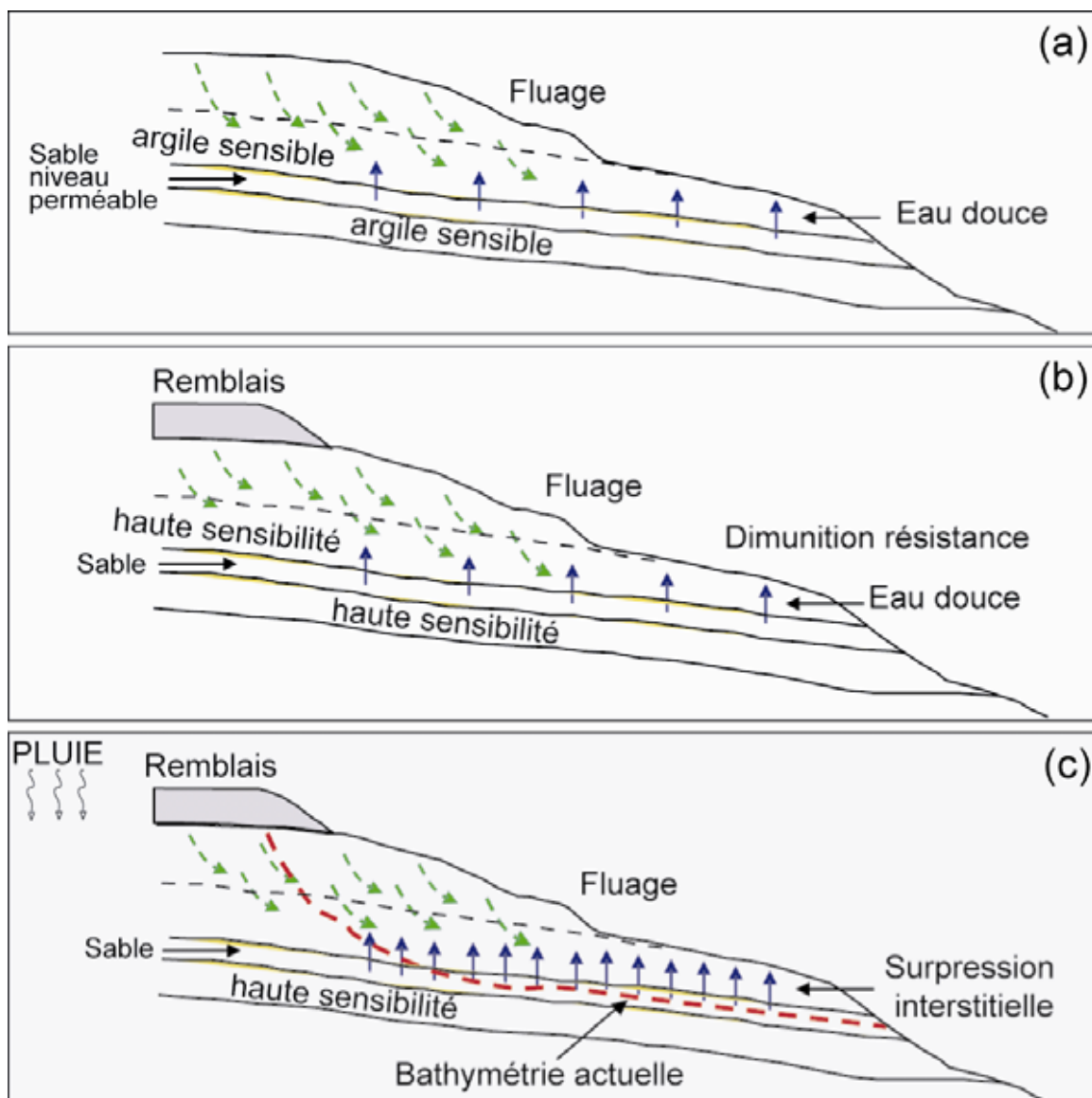


Figure IV-55 : Schémas montrant le scénario expliquant la rupture de 1979: (a) La perméabilité du dépôt de sable représente un conduit d'eau douce qui peut induire l'augmentation de la sensibilité de la couche adjacente d'argile; (b) La surcharge de remblais peut générer une diminution de la résistance au cisaillement de l'argile ; (c) L'infiltration d'eaux douces dues aux pluies peut induire une augmentation de la pression interstitielle qui s'accompagne d'une baisse de la contrainte effective qui peut conduire à la rupture.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le travail présenté dans le cadre de ce mémoire porte sur l'étude de deux zones distinctes : la marge algérienne et la zone aéroportuaire, où le glissement de Nice 1979 a eu lieu. L'approche méthodologique est similaire pour les deux zones d'étude, mais utilisée à des échelles différentes. Dans le cas de la marge algérienne, nous nous sommes intéressé à une zone importante d'environ 200 km de long, tandis que pour la zone de Nice notre attention a été focalisée au niveau de la plateforme aéroportuaire et de la pente continentale. Je vais présenter une comparaison entre les deux zones et ensuite, les conclusions seront présentées pour chaque zone.

1. Comparaison Algérie - Nice

Les deux zones d'étude présentées dans le cadre de ce mémoire, se situent dans le bassin méditerranéen, dans des contextes différents, mais présentant certaines similitudes. Le tableau ci-dessous (**Tableau 1**) présente quelques points selon lesquels nous allons essayer de comparer les deux zones d'étude.

MARGE ALGERIENNE	GLISSEMENT DE NICE 1979
Contexte morphologique	
Zone étudiée ~ 150 km • Plateau étroit à l'Est d'Alger (8-11 km) • Pente raide • Canyons et ravines	• Cône deltaïque • Plateau étroit (2-5 km) • Pente raide • Canyon et ravins
Contexte tectonique	
• Sismicité modérée à forte	• Sismicité faible
Contexte climatique	
• Chaud et aride • Périodes de crues	• Tempéré • Périodes de crues
Dépôts sédimentaires	
• Séquences turbiditiques à épaisseur granularité variable • Dépôts de type <i>slump</i> et débrite • Séquence de crues (galets) • Dépôts hémipélagiques	• Séquences turbiditiques à épaisseur et granularité variable • Séquence de crues (galets) • Dépôts hémipélagiques
Facteurs prédisposants	
• La pente • Les couches de silt et de sable	• La pente • La couche d'argile sensible • La surcharge des remblais • La circulation artésienne
Facteurs déclenchants	
• Les séismes - liquéfaction (PGA = 0,2 g) - instabilité (PGA = 0,1 g)	• La circulation d'eau douce + la baisse de la résistance de l'argile sensible + la surcharge des remblais + pluies
Type des glissements	
• type Cohésif Faible distance entre la zone source et le dépôt	• Embrasement → Glissement – coulée de débris – courant de turbidité
Volume initial des sédiments	
• Moyenne = 0.003 km ³ • Glissement de Dellys = 0.17 km ³	• 0.008 km ³
Volume final des sédiments déposés	
• Glissement S2 = 0.003 km ³ • Glissement de Dellys = 0.12 km ³	• 0.15 km ³
Couches fines de silt et sable Séismes	Couche d'argile sensible Couche de sable = conduit d'eau douce Remblais

Tableau 1 : Comparaison de deux zones d'étude afin de montrer leurs principales caractéristiques et faits à retenir.

La différence la plus importante entre les deux zones d'étude est représentée par la surface d'investigation. Lors de ce travail, nous avons étudié une surface d'environ 15 000 km² au large de l'Algérie, tandis que pour la zone de Nice la surface ne dépasse pas 11 km².

- La marge algérienne (zone d'Alger) était une zone d'étude nouvelle et le travail présenté dans ce mémoire de thèse représente une de première étude géologique et géotechnique de la zone au large d'Alger.
- La deuxième zone d'étude représente quant à elle, une zone très connue, où de nombreuses études ont été menées (Cochonat et al., 1993, Mulder et al., 1992, 1996, Sultan, 2001, etc.) afin de décrire le contexte géologique lié à l'accident de 1979, et de comprendre le mécanisme déclenchant du glissement. Notre attention a été donc concentrée sur la description de tous les glissements au large de l'Algérie, tandis qu'au large de Nice l'attention a été focalisée uniquement sur le glissement de 1979.
- Le travail de modélisation de la stabilité d'une pente algérienne a été réalisé dans une petite zone, à environ 25-30 km de la côte algérienne, sur la base de 2 carottes sédimentaires sur lesquelles j'ai entrepris de nombreux essais de laboratoires. Les résultats ont permis de mettre en évidence le rôle des séismes dans l'instabilité de la zone.
- Le travail de modélisation de la stabilité de la pente niçoise près de l'aéroport a été entrepris en prenant en compte l'ensemble des données disponibles, et en particulier des mesures géotechniques réalisées dans la zone, ainsi que de nouveaux prélèvements de terrain. Les résultats obtenus permettent de simuler la stabilité du prodelta du Var avant et après la construction de l'aéroport et de proposer une nouvelle hypothèse très sédimentide pour expliquer le déclenchement du glissement. Le poids des différents facteurs déclenchant de l'accident de 1979 peut ainsi être discuté et servir de cadre pour une estimation des risques actuels.

Un premier point commun est que les deux zones sont caractérisées par une sismicité active.

- La zone algérienne se trouve sur une marge active, caractérisée par la collision entre deux plaques tectoniques majeures, la plaque africaine et la plaque europe, d'où la forte sismicité.
- La zone de Nice se caractérise à son tour, par une tectonique active dû au mouvement du bloc corso-sarde, elle est donc caractérisée par une sismicité modérée. Cependant, aucun séisme n'a été enregistré en octobre 1979 lors de l'effondrement au niveau de l'aéroport de Nice, donc la sismicité de cette zone n'est pas traitée comme un facteur responsable de ce glissement.
- En Algérie, le climat est chaud et aride, seul le littoral est caractérisé par un climat méditerranéen. Les configurations des reliefs côtiers jouent un rôle important sur les conditions météorologiques, plus particulièrement sur le régime des pluies. Les pluies sont généralement irrégulières, parfois très violentes et inégalement réparties. Les oueds prennent leurs sources dans l'Atlas Tellien et le plus important dans la zone d'Alger est l'oued Sébaou, qui a un débit liquide moyen de 33.4 m³ s⁻¹. Le oued est caractérisé par de période de crue importante.
- Dans la zone de Nice, la rivière du Var représente la principale source des sédiments. Le Var reçoit des affluents importants comme la Tinée, l'Estéron et la Vésubie et draine un bassin versant d'une superficie importante, d'environ 2820 km² (Mulder et al., 1996). Le régime hydrologique du

fleuve Var est caractérisé par la brutalité des crues d'automne ; ainsi, le débit moyen de l'ordre de $52\text{-}53 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ et peut être multiplié plusieurs dizaine de fois en période de crue. On voit alors, que les rivières qui débouchent dans les deux zones d'étude ont des débits similaires et un régime caractérisé par de crues importantes. Dans les deux zones d'étude, le plateau continental est étroit et de ce fait les rivières sont connectées aux têtes de canyons. Les taux d'accumulation calculés pour les deux zones d'étude sont de $11.5 \text{ m}/1000 \text{ ans}$ au large de l'aéroport de Nice (Sultan et al., 2004) et $36 \text{ cm}/1000 \text{ ans}$ en pied de la pente continentale au large de Dellys (Giresse et al., soumis). Cependant, dans le cas de Nice, la forte accumulation sédimentaire ne représente pas un facteur déclenchant du glissement de 1979. Dans le cas de la marge algérienne, nous ne disposons pas assez de dates pour bien contraindre le taux de sédimentation au large de cette zone et supposer qu'il a un rôle important dans le déclenchement d'instabilités gravitaires.

On présente par la suite les principaux résultats obtenus lors de ce travail de recherche, pour chaque zone d'étude.

2. La marge algérienne : zone d'Alger

Les objectifs de ce travail concernant la zone d'Alger étaient les suivants:

- La caractérisation morpho-sédimentaire de la zone,
- La cartographie des instabilités et des dépôts gravitaires,
- La caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments,
- L'identification des mécanismes responsables de l'initiation des instabilités observées dans la zone d'étude,
- L'évaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude.

Les principaux résultats issus du travail, présenté dans ce mémoire de thèse, sont les suivants :

- Les processus sédimentaires semblent être influencés par la morphologie de la marge algérienne, qui est à son tour contrôlée par l'activité tectonique. La sédimentation sur la marge algérienne est principalement contrôlée par deux processus : (a) les processus gravitaires qui incluent les courants turbiditiques et les glissements sous-marins et (b) la sédimentation hémipélagique.

- Les dépôts turbiditiques ont une distribution importante dans la zone d'étude. Cependant le bassin *situé* au large de l'escarpement S1 et le pied de pente au large de Dellys se caractérisent par des dépôts épais et grossiers.

- De nombreux glissements ont pu être observés et décrits sur l'ensemble de la zone d'étude. Les glissements sont en général de petites tailles, et ils ont pu être décrits sur les pentes ouvertes ou au niveau des canyons. Les glissements apparaissent dans les parties inférieures des pentes, ou dans des zone intermédiaires liées à des ruptures de pente (exemple: pente continentale au large de Dellys). Certains glissements ont été observés en haut de pente, liés aux têtes de canyon (exemple:

le canyon d'Alger). Les systèmes de canyons sont très affectés par des phénomènes de déstabilisation des flancs.

- Les glissements localisés sur les pentes ouvertes, semblent s'initier à des profondeurs d'eau variables, la valeur moyenne de la profondeur d'eau étant de 2000 m. Cette valeur moyenne forte est due à la localisation des glissements sur les escarpements profonds (S1, S2). Les glissements ont été définis, pour la plupart, comme des glissements cohésifs, car des accumulations à proximité des loupes d'arrachement ont été observées et associées à des dépôts de type *slump*. Les distances parcourues par les glissements ne sont pas très significatives étant donné la cohésion importante de l'écoulement et donc la position du dépôt, non loin du lieu d'initiation.

La taille de la loupe d'arrachement semble aussi variée, mais les tailles restent en dessous de 1,2 km le long de la pente et 1,6 km transversal à la pente. La majorité des glissements est caractérisée par une surface inférieure à 0,2 km². Les glissements sont caractérisés par un volume moyen de 0,003 km³. Seul, le glissement au large de Dellys, n'entre pas dans cette fourchette de valeur, car il est caractérisé par un volume supérieur à la moyenne, égal à 0,18 km³.

- L'étude statistique des caractéristiques des glissements nous a montré que la valeur de pente ne représente pas un facteur majeur dans l'initiation des glissements. Ce fait avait été déjà démontré par d'autres études réalisées sur d'autres marges continentales : Hampton et al. (1996) ; Booth et al. (1993) et McAdoo et al. (2000) pour la marge américaine (au large de la Californie, du Texas, de New Jersey et de l'Oregon) par Hühnerbach et Masson (2004) pour les marges Nord-Atlantique et par Sultan et al. (2004) pour la marge Ouest Africaine.

- La présence des couches de silt et sable susceptibles de se liquéfier représente un facteur majeur dans l'initiation des glissements. L'évaluation du potentiel de liquéfaction pour les couches de sable, met en évidence l'apparition de la liquéfaction lors d'un séisme qui impose à la colonne sédimentaire un PGA de 0,2 g.

- L'évaluation de la stabilité d'une zone caractérisée par la présence des couches parallèles et continues d'argile silteuse, de silt et de sable, montre l'instabilité et la rupture de la pente pour un PGA de 0,1 g.

Critique des résultats de modèles numériques:

L'approche pseudo-statique d'évaluation de la stabilité de la pente, ainsi que l'hypothèse de couches sableuses continues sur l'ensemble de la zone étudiée, ont peut-être sous-évalué le FOS.

La réponse de la colonne sédimentaire aux charges cycliques, a été évaluée pour un accélérogramme enregistrée lors du séisme de Boumerdès (Mai 2003). L'utilisation d'autres accélérogrammes correspondant à des séismes différents, pourrait nous renseigner précisément sur le comportement de couches de sable.

Prospectives :

Les résultats de ce travail seront utilisés lors de la campagne **PRISME** (août-septembre 2007) afin de bien positionner les cibles de cette campagne. La campagne PRISME est une campagne montée autour de deux outils haute résolution particulièrement novateurs : le pénétrömètre PENFELD et les piézomètres. Trois zones d'étude ont été choisies parmi les zones instables afin d'apporter les paramètres géotechniques et hydrauliques nécessaires à l'amélioration des modèles créés et la validation des hypothèses émises :

1. Le glissement au large de Dellys

Nous avons caractérisé la pente continentale au large de Dellys comme une zone active du point de vue des processus gravitaires. Un grand glissement impliquant un volume de 0,18 km³ a pu être observé sur cette pente et il a été analysé grâce à l'acquisition des carottes sédimentaires (**figure 1**). Les 5 carottes sédimentaires prélevées au niveau et à proximité de ce glissement montraient la présence d'importantes accumulations de dépôts gravitaires (dépôt de type *slump*, débris et turbidites).

Cependant, l'âge du glissement ainsi que le facteur déclenchant n'ont pas clairement été établis. Lors de la campagne MARADJA 2, nous avons récupéré une carotte sédimentaire (KMDJ 12) à l'amont de la zone glissée afin de pouvoir caractériser les sédiments intacts. La description sédimentaire de la carotte avait mis en évidence la présence d'un dépôt de débris flow au niveau de la carotte KMDJ 12, et l'analyse du profil SAR montrait la localisation de la carotte dans le fond d'un thalweg assez bien individualisé sur la pente. Ces résultats ont rendu l'utilisation de la carotte comme référence du sédiment intact impossible. La seule preuve qui nous permet aujourd'hui de supposer la nature récente du glissement est l'absence de dépôt hémipélagique au niveau de la carotte KMDJ 13 prélevée au niveau de la masse glissée.

La zone à l'amont de la carotte KMDJ 15 a été décrite comme étant une accumulation en pied de pente. Il serait intéressant de voir si cette zone est le résultat d'un processus gravitaire.

La **figure 1** présente la proposition de mesures à réaliser dans cette zone lors de la campagne PRISME.

Deux plongées PENFELD comprenant chacune 7 à 8 points de mesure pénétrométriques auront comme but :

- la détermination de la distribution lithologique spatiale des dépôts gravitaires ;
- la détermination des paramètres physiques et mécaniques du sédiment nécessaire à une étude permettant la compréhension du mécanisme à l'origine du glissement observé ;
- l'évaluation du potentiel de liquéfaction du sédiment intact à l'amont de la loupe d'arrachement.

Grâce à des essais de dissipation de la pression interstitielle, réalisés sur quelques points de mesure pénétrométriques, l'ancienneté du glissement pourrait aussi être estimée. En effet, dans le cas où ces dépôts sédimentaires proviendraient du séisme de mai 2003, des surpressions interstitielles importantes seront mesurées.

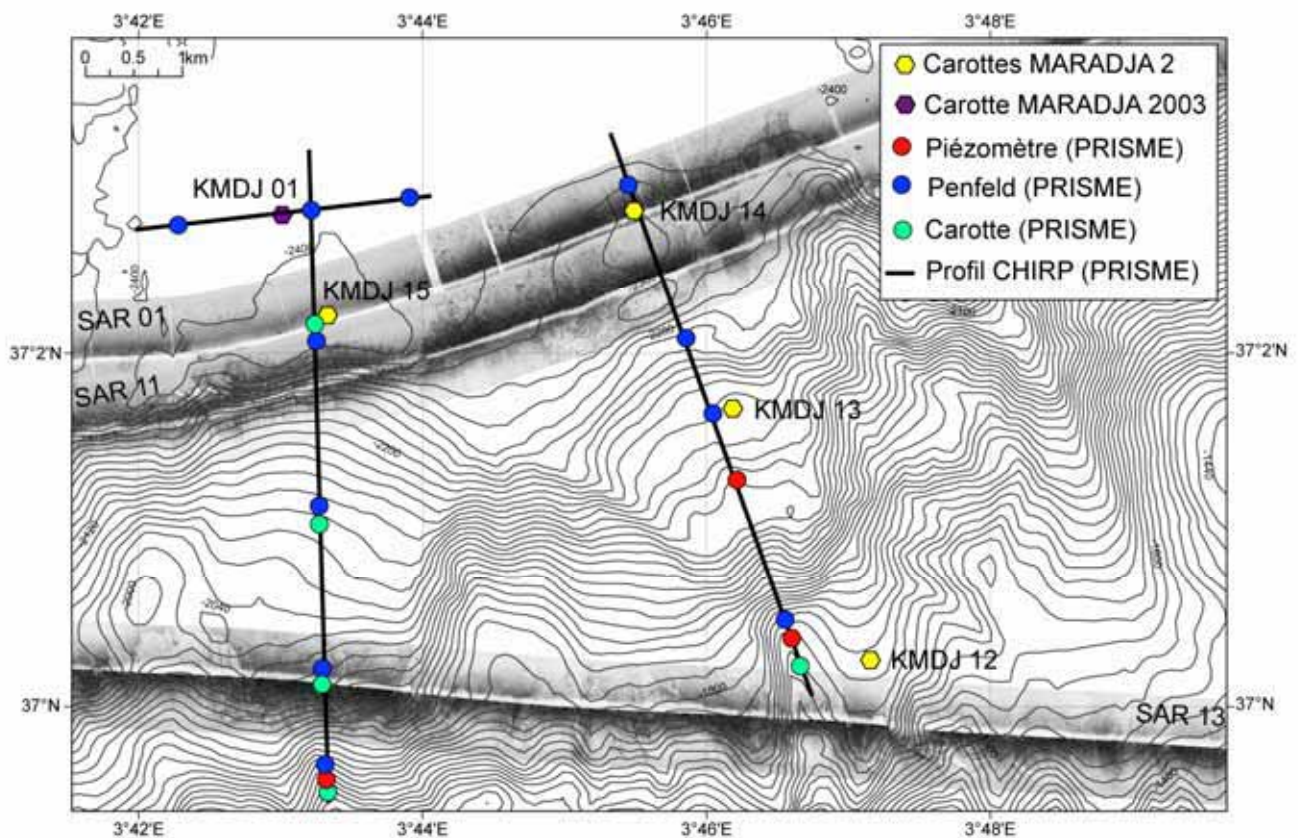


Figure 1 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 1 montrant deux zones de glissement et la position des points de mesure pénétrométriques, piézométriques, de carottages ainsi que les profils chirp.

La réalisation des profils sismiques Chirp au niveau et à proximité de la zone glissée est nécessaire pour l'identification de la géométrie tridimensionnelle du glissement et aussi de la géométrie des couches sédimentaires.

L'acquisition de carottes sédimentaires longues ou de carottes d'interface est nécessaire afin d'avoir des carottes de référence du sédiment intact, et mieux contraindre l'extension des dépôts gravitaire dans la zone.

2. L'escarpement S1

La deuxième zone concerne les glissements plus au Nord localisés sur l'escarpement S1 (**Figure 2**). L'évaluation du potentiel de liquéfaction ainsi que de la stabilité de la zone ont été réalisés dans cette zone. Les résultats des modèles ont montré la susceptibilité des couches de silt et sable à la liquéfaction et la possibilité d'initiation de la liquéfaction pour un séisme caractérisé par un PGA de 0,2 g. Néanmoins, la zone étudiée semble instable ($FOS = 1,01$) même pour un séisme caractérisé par un PGA de 0,1 g.

Cette zone nécessite une ample investigation afin d'améliorer la géométrie 3D des couches sédimentaires. Nous avons besoin d'acquérir des profils sismiques qui permettront de caractériser la géométrie des couches mais aussi de réaliser des mesures pénétrométriques qui pourront caractériser l'extension latérale des couches de sable.

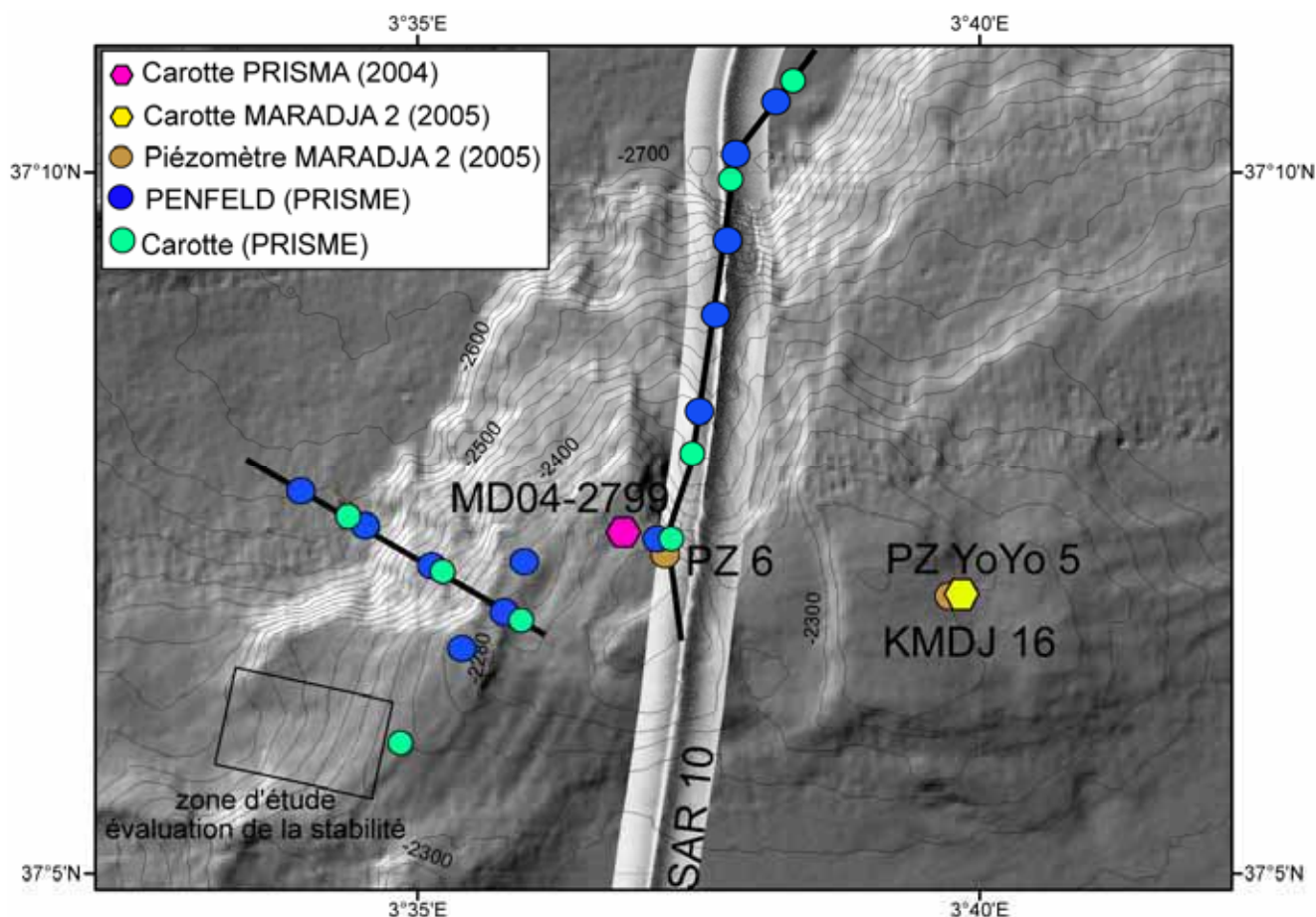


Figure 2 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 2 montrant les zones de glissement à investiguer et la position des points de mesure pénétrométrique et de carottages.

Les objectifs de la campagne PRISME sont les même que pour la zone 1. La **figure 2** présente le positionnement de plongée PENFELD au niveau de la zone de glissement située à l'Ouest de l'escarpement S1 ainsi que dans le corridor de glissement. Grâce à ces mesures nous allons pouvoir mettre en évidence l'ancienneté des glissements.

De nouveaux prélèvements sédimentaires seront aussi nécessaires afin de pouvoir caractériser la nature des sédiments à l'intérieur des zones de glissements ainsi qu'en pied de pente. La zone à faible réflectivité mise en évidence à partir de l'imagerie EM 300, se trouve en pied de pente, au niveau du corridor.

3. L'escarpement S2

La troisième zone d'étude concerne un des glissements mis en évidence sur l'escarpement S2 sur la base de l'analyse du profil SAR 27. Les glissements localisés sur cet escarpement sont les seuls à avoir été clairement associés au séisme de Boumerdès, car des ruptures de câbles ont été observées juste à l'aval de cet endroit. Grâce aux mesures pénétrométriques et piézométriques, nous pourrons vérifier la validité de cette hypothèse. La **figure 3** présente la proposition de points de mesure au niveau du glissement.

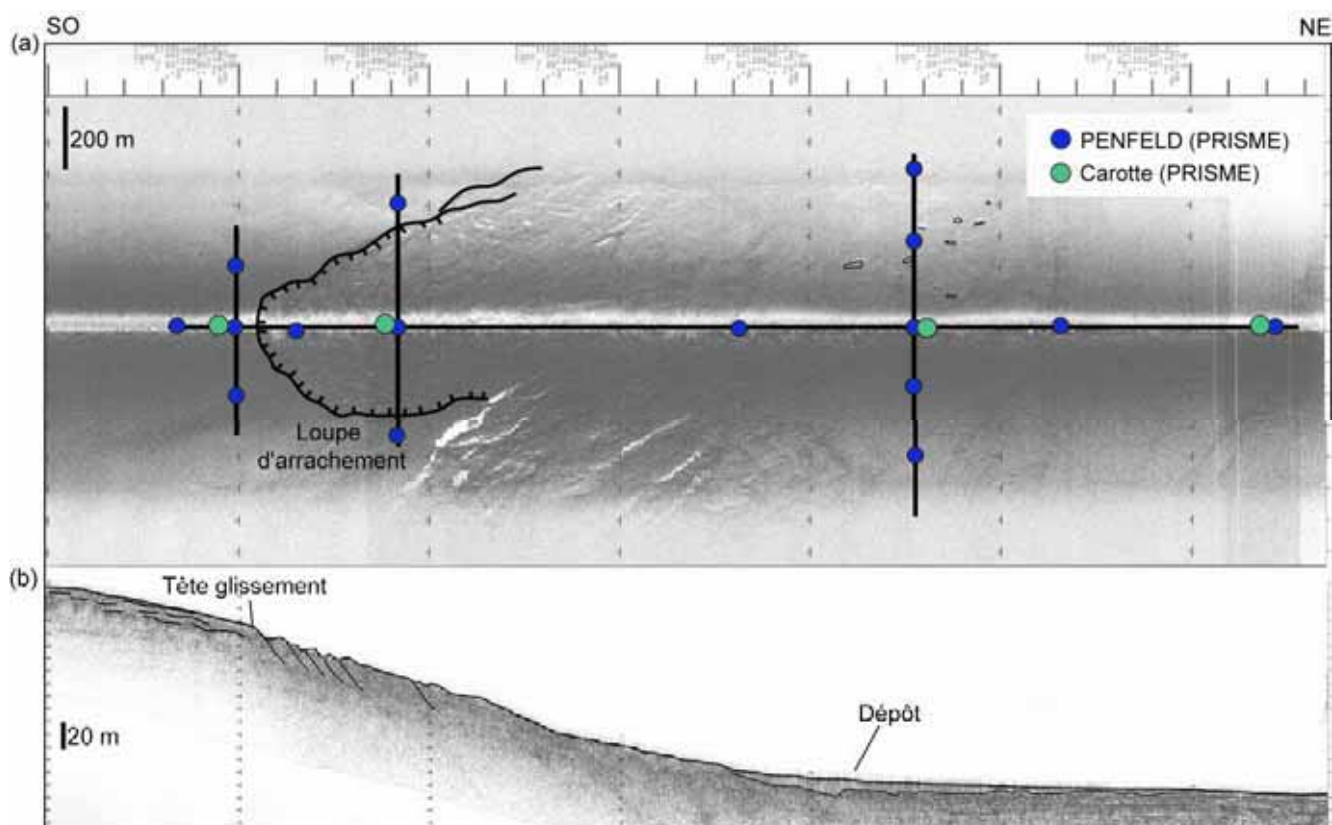


Figure 3 : Bathymétrie ombrée de la zone d'étude 3 montrant la zone de glissement et la position des points de mesure pénétrométriques et de carottages.

2. La zone de Nice : glissement de 1979

Les principaux **objectifs** pour la zone de Nice étaient les suivants :

- Caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments sur la base de nouvelles données disponibles (carottages dans la loupe de glissement de 1979, mesures pénétrométriques *in situ* au niveau de la côte niçoise),
- Analyse de la stabilité de la pente sous différents facteurs, afin de comprendre de rôle de la charge des remblais sur la stabilité de la pente et de déterminer les facteurs déclenchants responsables de la catastrophe de 1979 ;
- Evaluation de la stabilité actuelle de la zone d'étude.

Les principaux **résultats** obtenus pour la zone de Nice sont :

La cartographie de la zone d'étude a fourni des informations sur la morphologie : la bathymétrie a permis de mettre en évidence la présence de canyons ou/et de thalwegs, des escarpements qui témoignent des anciennes zones de rupture. Les images sonar et les observations directes du fond marin ont permis quant à eux, de mieux comprendre la nature du fond et la structure sédimentaire de la zone d'étude. Ces techniques d'acquisition des données et d'informations à distance sont complémentaires des prélèvements ou mesures ponctuelles *in situ*. Grâce aux prélèvements (carottes

sédimentaires), nous avons pu identifier les types de sédiments rencontrés et dater la succession des événements.

Pour notre zone d'étude, la plateforme de l'aéroport de Nice et la pente continentale, nous avons recueilli les informations suivantes :

1. Révision et réinterprétation des images sonar (SAR, Same 1986) et des plongées en submersible (Escyanice, Monicya et Same).

La valorisation des anciennes données (images sonar et plongées en submersible) a permis de mettre en évidence des marques d'érosion et de transport laissées par l'écoulement de 1979. La taille des blocs rocheux déposés en pied de pente permet d'estimer grossièrement l'énergie et la capacité de transport de l'écoulement.

2. Les mesures in situ CPTU (Sols Essais, 1994)

Les données de mesures *in situ* pénétrométriques (Sols Essais, 1994) ont permis de réaliser un pseudo-log sédimentaire allant jusqu'à 42 mètres de profondeur. Nous avons aussi caractérisé une couche d'argile sensible, localisée entre 30 et 42 m de profondeur sur le site PZ 11 (**figure IV-40**). Une couche sableuse mise en évidence grâce aux mesures *in situ*. Elle se trouve vers 25 m au niveau du site PZ 14, entre 36 et 37 m pour PZ 11 et vers 38 m de profondeur sur le site PZ 6. Nous supposons que la présence de cette couche perméable a sans doute contribué au changement de sensibilité de la couche d'argile, au niveau du site PZ 11.

3. Les carottes ENVAR 2 (2005)

Les carottes collectées lors de la campagne ENVAR 2 (2005) représentaient des données inédites car c'était la première fois que l'on caractérisait les sédiments au niveau de l'interface du glissement de 1979. Grâce aux tests et essais géotechniques, nous avons déterminé la forte sensibilité des sédiments autour du niveau de sable et graviers mis en évidence sur les deux carottes (KENV2-01 et KENV2-02).

4. Les modèles numériques

Afin d'évaluer la stabilité nous avons utilisé deux programmes numériques basés sur la méthode des éléments finis. Le premier modèle "Femuslope" nous a aidé dans la compréhension du rôle de la charge de l'aéroport dans le déclenchement du glissement de 1979. Nous avons aussi déterminé l'état de stabilité actuel dans la zone du glissement et à proximité de cette zone.

Il est très probable que le glissement initié au niveau de la plateforme aéroportuaire de Nice a été généré par l'addition de trois facteurs (charge gravitaire, diminution de la résistance de l'argile sensible et augmentation de la pression interstitielle).

Cependant, pendant les travaux d'extension de l'aéroport, de nombreuses évidences de fissuration, et d'effondrement ont été observées sur tout l'ensemble de la zone en construction. On suppose alors que l'état de la pente n'était pas stable et que la charge des remblais a eu pour effet la dégradation de son état de stabilité et le déclenchement de la rupture.

Prospectives : prédiction des nouveaux glissements sur la pente niçoise

Les données actuelles ainsi que ce travail de recherche ont montré que le plateau continental au large de l'aéroport de Nice se trouve sans doute dans un état précaire, métastable. Ceci a été confirmé par les résultats des modélisations numériques concernant l'évaluation de la stabilité actuelle à proximité de la zone de rupture de 1979 et du plateau continental.

Il semble donc maintenant très important d'étudier plus en détail la stabilité actuelle de la pente continentale et de la zone aéroportuaire de Nice. A ce sujet, plusieurs questions peuvent être posées :

- **Quel est le régime hydraulique des couches sableuses sous la plateforme aéroportuaire et sur la pente continentale ?**

Pour arriver à répondre à cette question et afin de bien contraindre le régime hydraulique nous devons entreprendre d'autres recherches dans cette zone. On doit tout d'abord, **cartographier et contraindre la variabilité latérale de la couche sableuse profonde**. Cette couche sableuse représente un très bon aquifère de forte perméabilité, dans lequel l'eau douce peut circuler aisément.

Ce niveau grossier a été mis en évidence grâce aux essais pénétrométriques réalisés au niveau de la côte niçoise. L'analyse de carottes sédimentaires prélevées dans la loupe d'arrachement de 1979 (**Figure IV-30**) a montré la présence d'un niveau de sable grossier et des galets. Ce niveau est situé entre 90 et 97 cm de profondeur sur la carotte KENV2-01 et entre 10 et 32 cm de profondeur sur la carotte KENV2-02 (**Figure IV-30**). La coupe géologique synthétique que nous montrons sur la **Figure IV-40** présente le niveau comme étant continu au niveau du plateau continental et de la pente. Des prélèvements profonds de sédiments et l'acquisition de profils sismiques THR pourraient nous apporter des éléments nouveaux pour la cartographie de cette couche.

- Une autre étude détaillée sera nécessaire afin de mettre en évidence la **relation existante entre la couche sableuse profonde et la sensibilité de la couche d'argile**.

Lors de cette étude, nous avons parlé à plusieurs reprises de la présence d'une couche d'argile à forte sensibilité. Cette couche a été tout d'abord mise en évidence par le test pénétrométrique du site PZ 11 (**Figure IV-38**). La profondeur de cette couche correspond bien à la profondeur de la surface de glissement de 1979.

Les essais géotechniques effectués sur des échantillons de KENV2-01 et KENV2-02 nous ont permis de mettre en évidence la déformation de la structure du sédiment (tassement soudain) liée à la circulation de l'eau douce (**Figure IV-34**). L'essai oedométrique réalisé en surface, à 14 cm de profondeur et à une distance de 70 cm de la couche sableuse, ne montrait pas de déformation liée à la circulation de l'eau douce. Nous avons aussi supposé que le changement de la sensibilité de l'argile se faisait par diffusion, et était fonction de la distance par rapport à la couche sableuse.

La forte sensibilité des sédiments prélevés dans la loupe d'arrachement de 1979 (KENV2-01 et KENV2-02) a été aussi mise en évidence grâce à la mesure de la cohésion non drainée et de la cohésion résiduelle. La **figure IV-33** montre cette forte sensibilité des sédiments par rapport à ceux

récupérés au niveau de la pente. Les valeurs de la sensibilité peuvent aller jusqu'à des valeurs de 12 (**figure IV-33**).

Il est donc important d'établir une relation entre la présence de la couche sableuse et l'augmentation de la sensibilité des argiles.

On propose alors de réaliser des prélèvements des sédiments à différents endroits au niveau de la plateforme aéroportuaire afin de réaliser d'autres mesures géotechniques qui permettront de mettre en évidence la présence de cette couche. D'autres mesures pénétrométriques seront aussi souhaitables dans le même but, car nous avons vu que la couche d'argile sensible a été observée grâce à une mesure CTPU (PZ 11 ; Sols Essais, 1994).

- Comment définir l'**amplitude et la variabilité temporelle** du gradient hydraulique ?

Des mesures in-situ piézométriques peuvent apporter des réponses concernant la question de la variabilité du gradient hydraulique. IFREMER a développé un piézomètre différentiel qui permet d'effectuer des mesures à long terme (jusqu'à deux ans) de la surpression interstitielle sur une profondeur de 15 mètres. Il y a deux types de mesure qui peuvent être réalisés grâce à ce nouveau piézomètre :

Mesure à court terme pour :

- 1) Déterminer les paramètres hydrauliques du sédiment à partir de la dissipation de la pression interstitielle générée par l'enfoncement du piézomètre ;
- 2) Identifier et quantifier les gradients hydrauliques dans les couches sédimentaires.

Mesure à long terme pour :

- 1) Détecter les processus induisant des surpressions interstitielles (gradient thermique, dissociation des hydrates de gaz, séisme, migration de fluide...)
- 2) Quantifier l'effet de ces processus imprévus sur la génération et la dissipation des surpressions interstitielles.

Un premier piézomètre a été implanté dans les sédiments au niveau de la cicatrice du glissement de 1979, à côté de la carotte **KENV2-01** (ENVAR 2, 2005). La localisation du piézomètre posé le 29.11.2006 est montrée sur la **figure 4**.

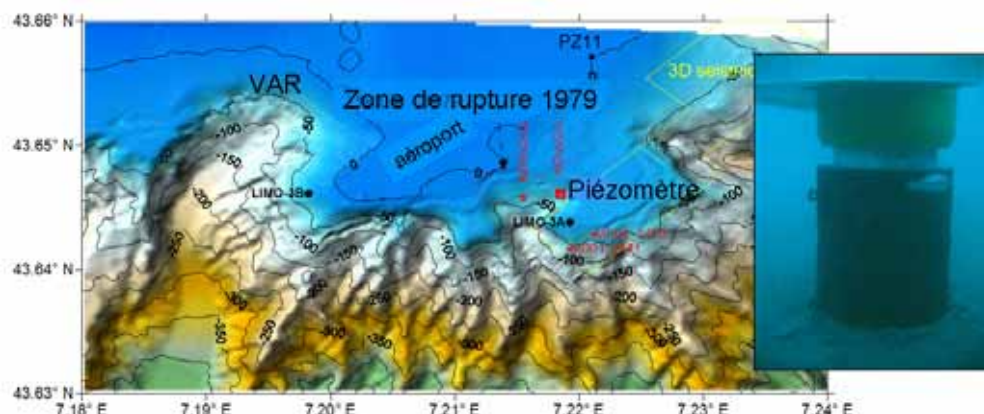


Figure 4 : Carte bathymétrique ombrée de la zone source du glissement de 1979 montrant la localisation du piézomètre en novembre 2006 (Sultan, 2006).

- **La déformation sédimentaire associée aux séismes**

La présence des niveaux sableux sur le plateau et des dépôts de silt en rebord de plateau continental a été mise en évidence par Sage (1976) et aussi par la cartographie sur la base des profil THR (Imanice).

Lors de l'analyse de la stabilité actuelle, nous avons étudié le comportement des sédiments sous sédimentlicitation cyclique. Les résultats issus de la modélisation numérique (Cyclic 1D) montraient des augmentations de la pression interstitielle dans les niveaux silto-sableux. Il semble que pour une accélération horizontale de $2,4 \text{ m/s}^2$, les charges cycliques induites par le séisme sont suffisantes pour liquéfier les couches de sable situées en surface (ici, à 5 m de profondeur).

Une étude approfondie de ces niveaux de surface est donc nécessaire afin de bien définir leur distribution spatiale et le comportement mécanique sous des sédimentlicitations cycliques.

Les réponses à ces questions pourraient être apportées par les nouvelles données qui seront collectées lors de la campagne PRISME, prévue pour 2007.

La campagne PRISME (2007)

Une nouvelle campagne océanographique (PRISME) est prévue pour août-septembre 2007 (Sultan, 2006). Le but de la campagne PRISME ("*Penfeld pour l'étude des Risques d'Instabilités sédimentaires et des Systèmes turbiditiques en MEditerranée occidentale*") est, en partie, de mener une étude de site afin d'étudier les risques d'instabilité, notamment de définir les conditions géométriques et sédimentologiques et d'examiner les causes possibles de glissement de 1979.

Nous l'avons dit précédemment, il est indispensable d'évaluer les risques futurs de rupture ou de liquéfaction du sédiment en haut de la pente niçoise sous l'effet d'un séisme ou d'activités humaines. Pour cela, la campagne PRISME propose de réaliser :

- 6 plongées PENFELD sur la zone,
- la récupération du piézomètre qui a été instrumenté en novembre 2006
- et la récupération des carottes Küllenberg (soit 6 jours sur zone).

Les points de mesures PENFELD envisagés dans cette zone, la position des carottes Küllenberg ainsi que la position du piézomètre sont précisés dans la **Figure 5**.

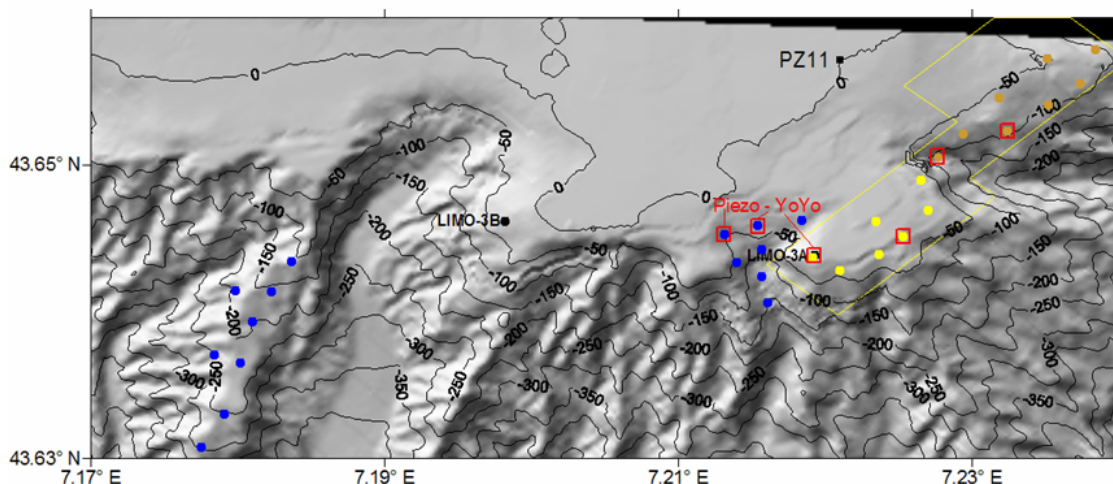


Figure 5 : Carte bathymétrique ombrée de la zone source du glissement de 1979 montrant la localisation de plongées PENFELD, de mesures piézométriques et de carottes sédimentaires (Sultan, 2006).

Grâce à ces nouvelles données nous allons pouvoir répondre aux questions posées précédemment. Les principaux objectifs de ces travaux seront :

- 1- La quantification du gradient hydraulique générée par la remontée d'eau douce grâce au monitoring (piézomètre) à long terme de la pression interstitielle en haut de la pente niçoise.
- 2- La caractérisation géotechnique et géophysique des couches sédimentaires grâce à des mesures pénétrométriques et des profils sismiques chirp "près du fond".
- 3- La détermination de l'extension spatiale de l'argile de forte sensibilité grâce au pénétromètre PENFELD.

L'extension future de l'aéroport de Nice

Actuellement, la commune de Nice et le Conseil Général des Alpes Maritimes souhaite toujours réaliser un nouveau port sur la plateforme aéroportuaire :

“A l'initiative du Conseil général des Alpes-Maritimes, une étude sur la faisabilité d'un bassin à vocations commerciale et industrielle est en cours avec un cabinet d'étude pour un rapport sur la « stratégie portuaire » des Alpes-Maritimes. Ce rapport dont les conclusions sont attendues pour la fin du premier semestre 2007, devra notamment dire s'il est possible d'implanter un port aux abords de l'aéroport de Nice“ (Nice Matin, 13 Septembre 2006).

Il est donc nécessaire de continuer les investigations dans cette zone afin de pouvoir caractériser le rôle de chaque paramètre dans l'instabilité de la zone. Les travaux d'aménagement au niveau de la plateforme aéroportuaire devraient tenir compte de la présence de la couche d'argile sensible et des couches sableuses, car nous avons vu que l'état de stabilité de la zone est précaire.

Le travail présenté dans le mémoire de thèse peut être considéré comme innovant par son approche méthodologique, qui consiste dans la combinaison de données géologiques et géotechniques, à des échelles différentes. L'approche géologique concerne l'utilisation de différentes données géophysiques comme la carte bathymétrique, carte des pentes, imagerie, profils sismiques CHIRP, dans le but de réaliser une description la morpho-sédimentaire de la zone d'étude, tandis que les prélèvements sédimentaires, les images SAR et les observations directes sont utilisés pour une description ponctuelle des objets sédimentaires. Les prélèvements des sédiments ont été utilisés pour une étude sédimentologique afin de caractériser les faciès sédimentaires, mais aussi pour la caractérisation des propriétés physiques et mécaniques des sédiments. Les prélèvements des sédiments et les mesures *in-situ* ont été utilisés pour établir un modèle géotechnique afin de pouvoir évaluer la stabilité de la pente. La stabilité de la pente a été réalisée selon différentes méthodes et en utilisant différents modèles numériques, qui répondaient au mieux à nos attentes.

Nous avons pu mettre en valeur les principaux processus sédimentaires agissant dans les deux zones d'étude, des zones affectées par des glissements ainsi que des zones potentiellement instables. La compréhension du mécanisme et de la cause de la rupture a découlé de l'analyse des sédiments intacts ou des sédiments après la rupture.

En résumé, pour la marge algérienne nous avons montré le rôle important de niveaux très fins, millimétrique à centimétrique, de silt et de sable, dans l'apparition de la liquéfaction et dans la détermination de l'état de stabilité de la pente lors d'un séisme. Concernant l'événement de l'aéroport de Nice en 1979, nous avons démontré le fluage d'une couche d'argile sensible sous l'effet de la charge de l'aéroport, qui induit ainsi la rupture.

Les mesures *in situ* ainsi que l'installation de stations de mesure en continu dans les deux zones, constituent une stratégie certainement enrichissante, et sont des moyens nécessaires à la compréhension des processus lors de la rupture.

BIBLIOGRAPHIE

- Alasset, J. P., Hebert, H., Maouche, S., Calbini, V., and Meghraoui, M. (2006). "The tsunami induced by the 2003 Zemmouri earthquake (Mw=6.9, Algeria): modelling and results." *Geophysical Research Letters*(doi: 10.1111/j. 1365-246X.2006.02912.x): 1-14.
- Ambraseys, N., Vogt, J. (1988). "Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers." *European Earthquake Engineering* 3: 16-29.
- Ambraseys, N. (1988). "Engineering seismology." *Earthquake Engineering and Structural Dynamics* 17: 19-32.
- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P.C., Savoye, B. & Bourillet, J.F. (2000). "Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event." *Pure Applied Geophysic* 157: 1707-1727.
- Auzende, J. M., Bonnin, J. and Olivet, J.L. (1973). "The origin of the western Mediterranean Basin." *J. Geol. Soc. London* 129: 607-620.
- Bagnold, R. A. (1962). "Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents." In: *Proceedings of the Royal Society, London* A225: 315-319.
- Bates, C. C. (1953). "Rational theory of Delta Formation,." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 37(9): 2119-2162.
- Benouar, D. (1993). *The seismicity of Algeria and Adjacent Regions During the Twentieth Century. Thèse doctorat,, Imperial College of Science, Technology and Medicine, Univ. of London: 712 pp.*
- Bertrand, E., Mouroux. P. (2003). "Rapport préliminaire de la mission de l'Association Française du Génie Parasismique." 92 p.
- Bonnel, C. (2005). *Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels : Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône., Thèse doctorat; Univ Bordeaux: 305.*
- Booth, J. S., Sangrey, D.A., Fugate, J.K. (1985). "A nomogram for interpreting slope stability of fine-grained deposits in modern and ancient marine environments." *Journ. Sediment. Petrol.* 55(1): 29-36.
- Booth, J. S., O'Leary, D.W., Popenoe, P., Danforth, W.W. (1993). "U.S. Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implication." In: Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C. (Eds.), *Submarine landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone, U.S. Geol. Surv. Bull.* 2002: 14-22.
- Boudiaf, A. (1996). *Etude sismotectonique de la région d'Alger et de la Kabylie (Algérie). Thèse d'Etat, Univ. Montpellier II: 225 p.*
- Boudiaf, A., Ritz, J.F. and Philip, H. (1998). "Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria." *Terra Nova* 10: 236-244.
- Bouillin, J. P. (1978). "La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la Petite Kabylie (Algérie)." *Mém. Soc. Géol. France* 62(135): 84 p.

- Bouillin, J. P. (1986). "Le "bassin maghrébin" : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes." *Bull. Soc. géol. France* 8(T 2; 4): 547-558.
- Bouma, A. H. (1962). "Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation." Elsevier, Amsterdam, p.168.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.J., Kharroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S. and Maouche, S. (2004). "The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis." *Geophysical Research Letters* 31(L19606, doi:10.1029/2004GL020586).
- Bourillet, J. F. (1991). "Géomorphologie à partir d'un modèle numérique de terrain (Baie des Anges, Nice)." 3rd Cong. Fr. Sedimentology; Brest.
- Bourillet, J. F., Edy, C., Normand, A. (1992). "Nouvel ensemble pour la reconnaissance du plateau continental: Sondeur multifaisceaux EM1000 et logiciel Trimus. Un exemple: la Baie des Anges (France)." *CIESM Rapp. int. Mer Médit.*(33): 112.
- Campanella, R. G., Gillespie, D., Robertson, P.K. (1982). "Pore pressures during cone penetration testing." *Proceedings of the 2nd European Symposium on Penetration Testing, ESOPT-2, Amsterdam* 2: 507-512.
- Campanella, R. G., Robertson, P.K. (1983). "Interpretation of cone penetration tests: Part II: Clays." *Can. Geotech. Journ.* 20(4): 734-745.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Battist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, DG., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P. (2004). "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project." *Marine Geology* 213: 9-72.
- Cayocca, F. (1998). "Stabilité des pente sous-marines: état de l'art et perspectives." *Rapport Interne IFREMER*.
- Champetier de Ribes, G. (1987). "La cartographie des mouvements de terrain." *Bulletin de liaison des laboratoires des ponts et chaussées* 150-151: 9-19.
- Chemlal, N. (1983). "Etude paléomorphologique et hydrogéologique de la vallée du Bas Isser (Algérie)." *Thèse, Univ. de Grenoble* 205.142.1983.26.
- Clauzon, G. (1982). "Le canyon messinien du Rhône, une preuve décisive du "dessicated deep-basin model"." *Bulletin de la Société Géologique de France* 24: 597-610.
- Clauzon, G., Rubino, J.L. (1988). "Why proximal areas of Mediterranean Pliocene rias are filled by Gilbert type fan deltas?" *Internal Workshop Fan Deltas Cosenza, Abstracts*: 13-14.
- Cochonat, P., Dodd, L., Bourillet, J.F. & Savoye, B. (1993). "Geotechnical Characteristics and Instability of Submarine Slope Sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea)." *Marine Georessources and Geotechnology* 11: 131-151.
- Darve, F. (2002). "Les grandes classes de lois de comportement." in: *Elastoplasticité des sédiments*

et des roches. Hicher, P.Y., Shao, J.F. (Eds.), hermès Science Publications, Paris: pp. 223.

DDE (1981). "Rapport de la Direction Départementale de l'Équipement des Alpes-Maritimes du 17 juillet 1981 sur le sinistre du 16 :10 :79." unpublished report.

Delandsheer, S. (2001). Traitement pseudo 3D des données sismiques de la campagne IMANICE 2 en THR 3D. DRO/GM, 2001-19, IFREMER: 33.

Delouis, B., Vallée, M., Meghraoui, M., Calais, E., Maouche, S., Lammali, K., Mahsas, A., Briole, P., Benhamouda, F and Yelles, K., (2004). "Slip distribution of the 2003 Boumerdes-Zemmouri earthquake, Algeria, from teleseismic, GPS, and coastal uplift data." *Geophysical Research Letters* 31(L18607): 1-4.

Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. and Dan, G. (2005). "Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake." *Geophysical Research Letters* 32(L04311).

Domzig, A. (2006). Déformation active et récente, et structuration tectono-sédimentaire de la marge sous marine algérienne, Thèse, Univ. de Bretagne Occidentale : pp. 345

Domzig, A., Le Roy, C., Yelles, K., Déverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B. and Pauc, H. (2006). "Searching for the Africa - Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise)." *C.R. Geosciences* 338: 81-90.

Dubar, M. (1987). "Données nouvelles sur la transgression holocène dans la région de Nice (France)." *Bulletin de la Société Géologique de France* 8(3): 195-198.

Dubar, M., Antony, E.J. (1995). "Holocene Environmental Change and River-Mouth Sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera." *Quaternary Research* 43(3): 329-343.

EDF (2001). "Rapport Interne EDF."

Edgers, L., Karlsrud (1982). "Soil flows generated by submarine slides - case studies and consequences." *Norwegian Geotechnical Institut* 143.

Elgamal, A., Yang, Z, Parra, E. (2002). "Computational modeling of cyclic mobility and post liquefaction site response." *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22: 259-271.

El-Robrini, M., Genesseeux, M. and Mauffret, A. (1985). "Consequences of the El-Asnam Earthquake : Turbidity Currents and *Slumps* on the Algerian Margin (Western Mediterranean)." *Geo-Marine Letters* 5: 171-176.

Erikson, K. G. (1965). The sediment core n° 210 from the Western Mediterranean Sea. Rept. Swed. Deep Sea Exped. 8: 397-588.

Escyanice (1980). "Escyanice Rapport Interne, IFREMER."

Ferry, J. N. (2004). "Architecture et Stratigraphie des systèmes turbiditiques: étude sismique des séquences sédimentaires du Néogène terminal dans le bassin du Bas Congo." Thèse, Univ. Bordeaux I et Ecole des Mines de Paris: pp. 482.

- Finn, W. D. L. (1981). "Liquefaction potential: developments since 1976." In: Proceedings of the 1st International Conference of Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics; St Louis 2; S. Prakash (Ed.), Univ. of Missouri-Rolla. May.: 655-681.
- France Telecom. (2003). "The greatest submarine cable disaster never observed. The story of the huge repairs process off Algeria." Rapport Interne France Télécom.
- Frey, F. (2000). "Analyse des structures et milieux continus." *Traité de Génie Civil 2*(Lausanne): pp. 472.
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar B., & Bracène R. (2000). "The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean." *Tectonics* 19(4): 740-761.
- Genesseeux, M., Mauffret, A. & Pautot, G. (1980). "Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture des câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale)." *C.R. Acad. Sc. Paris t. 290*(serie D-959).
- Genesseeux, M., Foucault, A. & Clerc-Renaud, T. (1985). "Les rides migrantes de l'éventail sous-marin du Var." *Rapp. Comm. int. Mer Médit.* 29.
- Gilbert, G. K. (1885). "The topographic features of lakes shores." *U.S. Geol. Survey, Washington* 5: 75-123.
- Giresse, P., Pauc, H. and MARADJA 2003 scientific party (soumis). "Depositional settings of gravity-flow deposits on the western Algerian margin." *Marine and Petroleum Geology*.
- Guglielmi, Y. (1993). "Géohydrogéologie des aquifères Plio-Quaternaires de la Basse Vallée du Var." *Thèse d'Etat, Académie d'Aix-Marseille*: 170 p.
- Habib, P. (1994). "Aspects géotechniques de l'accident du nouveau port de Nice." *Revue Française de Géotechnique* 65(3-15).
- Habib, P. (1997). "Génie Géotechnique. Application de la mécanique des sédiments et des roches." *Ellipses*: 222 p.
- Haflidason, H., Lienb, R., Sejrupa, H.P., Forsbergb, C.F., Bryn, P. (2005) "The dating and morphometry of the Storegga Slide." *Marine and Petroleum Geology*, 22: 123-136.
- Hamdache, M., Palaez, J.A, Lopez Casado, C. (2002). "Probabilistic seismic hazard assessment in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity." *International Workshop on Seismic Analysis and Hazard Assessment in Mediterranean Region. Antakya, Turkey*.
- Hampton, M. A., Lee, H.J., Locat, J. (1996). "Submarine landslides." *Reviews of Geophysics* 34: 33-59.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G.F., Benhallou, H. (2004). "Seismicity and Tectonic Structures in the Site of Algiers and its Surroundings: A Step Towards Microzonation." *Pure and Applied Geophysics* 161: 949-967.
- Heezen, B. C., Ewing, M. (1952). "Turbidity currents and submarine *slumps*, and the 1929 Grand Banks earthquake." *Am. J. Sci* 250: 849-873.

- Hugot, A. (2000). "Modélisation des écoulements gravitaires catastrophiques par une approche objet dynamique: érosion-transport-dépôt." Thèse, Université Paris 6; 410 p.
- Hühnerbach, V., Masson, D.G. (2004). "Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour." *Marine Geology* 213: 343-362.
- Hunter, G., Khalili, N. (2000). "A simple criterion for creep induced failure of over-consolidated clays." *Pro. GeoEng 2000 Conference*.
- Idriss, I. M. (1985). "Evaluating seismic risk in engineering practice." 11th International Conference of soil mechanics and foundation engineering; Rotterdam, Netherlands: 255-320.
- Ishihara, K. (1984). "Post-earthquake failure of a tailings dam due to liquefaction of the pond deposit." *Proceedings, International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, Univ. of Missouri, St Louis* 3: 1129-1143.
- Ishihara, K. (1985). "Stability of natural deposits during earthquakes." *Proceedings, 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, San Francisco* 1: 321-376.
- Ishihara, K. (1993). "Liquefaction and flow failure during earthquake. The 33rd Rankin Lecture." *Géotechnique* 43(3): 351-415.
- Klaucke, I., Cochonat, P. (1999). "Analysis of past seafloor failures on the continental slope off Nice." *Geo-Marine Letters* 19: 245-253.
- Klaucke, I., Savoye, B., Cochonat, P. (2000). "Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France." *Marine Geology* 162: 405-422.
- Kneller, B. G. (1995). "Beyond the turbidite paradigm: physical models for their deposition and their implications for reservoir prediction." In: *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*, Hartley, A.J., and Prosser, D.J. (Eds.); Geological Society Special Publication 94: 31-49.
- Kramer, S. L. (1996). "Geotechnical Earthquake Engineering." 653 p. ; Prentice Hall, New Jersey.
- Laberg, J. S., Vorren, T.O. (2000). "The Traenadjupet Slide, offshore Norway - morphology, evacuation and triggering mechanisms." *Marine Geology* 171: 95-114.
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Ivanov, M., Dennielou, B., Droz, L., Akhmetzhanov, A., TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party (2006). "Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes." *Geo-Marine Letters* 26: 225-233.
- Le Roy, C. (2004). *Analyse morphologique de la marge algérienne (Alger-Oran), dans son cadre géologique. Exploitations des données bathymétriques et sismiques de la campagne MARADJA.* Master 2ème année, Université Grenoble: pp. 104.
- Leclaire, L. (1970). "La sédimentation holocène sur le versant méridional du bassin algéro-baléares." Thèse d'Etat, Faculté des Sciences Paris: pp. 391.
- Lee, H. J., Edwards, B.D. (1986). "Regional Method to Assess Offshore Slope Stability." *Journal of Geotech. Eng.* 112(5): 489-509.

- Lefebvre, G. (1981). "Strength and slope stability in Canadian soft clay deposits." *Canadian Geotechnical Journal* 18: 420-442.
- Leroueil S., L. J., Levesque C., Lee H.J. (2004). "Towards an approach for the assessment of risk associated with submarine mass movements." In: Locat J. and Mienert J. (Eds), *Submarine mass movements and their consequences*, Dordrecht, The Netherlands: 59-67.
- L'Homer, A. (1980a). "Quaternaire-Précontinent et littoraux." In: S. Debrand-Passard, Editors, *Synthèse géologique du sud-est de la France*, Mém. BRGM: 559-561.
- L'Homer (1980b). "Etude sédimentologique des carottes des sondages (Nouveau port de Nice)." *Rapp. ES (10) 03.80*, BRGM Orléans.
- Liu, A. H., Stewart, J.P., Abrahamson, N.A., Moriwaki, Y., (2001). *J. Geotech. Geoenviron. Eng.* 127(12): 1017-1026.
- Locat, J. (2001). "Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective." *Marine and Petroleum Geology* 18: 503-512.
- Locat, J., Lee, H.J. (2002). "Submarine landslides: advances and challenges." *Can. Geotech. Journ.* 39: 193-212.
- Lofi, J., Weber, O. (2001). "SCOPIX - digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structures in undisturbed core slabs." *Geo-Marine Letters* 20: 182-186.
- Lowe, D. R. (1976). "Grain flow and grain flow deposits." *Journ. Sediment. Petrol.* 46: 188-199.
- Lunne, T., Robertson, P.K., Powell, J.J.M. (1997). "Cone Penetration Test in Geotechnical Practice." Blackie Academic and Professional; UK.
- Martinsen, O. J. (1989). "Styles of soft-sediment deformation of the Namurian (Carboniferous) delta slope, western Irish Namurian Basin, Ireland." in: *Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*; M.K.G. Watheley, K.T. Pickering; Spec. Publ. geol. Soc. Lond.: 167-177.
- Maury, R. C. (2000). "Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff,." *C.R. Acad. Sci. Paris*, 331: 159-173.
- McAdoo, B. G., Pratson, L.F., Orange, D.L. (2000). "Submarine landslide geomorphology, US continental slope." *Marine Geology* 169: 103-136.
- Meghraoui, M., Cisternas A., Philip H. (1986). "Seismotectonics of the lower Chelif basin: structural background of the el-Asnam (Algeria) earthquake." *Tectonics* 5(6): 809-836.
- Meghraoui, M., Morel J-L., Andrieux J. & Dahmani M.. (1996). "Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d'Alboran - une zone complexe de convergence continentcontinent." *Bull. Soc. Géol. France* (8), t. I,(167): 141-157.
- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakyr, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. and Benhamouda, F. (2004). "Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003." *Geophysical Research Letters* 31(L19605, doi:10.1029/2004GL020466).

- Middleton, G. V., Hampton, M.A. (1973). "Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition,." In: Turbidites and deep-water sedimentation Middleton, G.V. and Bouma, H. (Eds.): 1-38.
- Mienert, J. (2004). "COSTA-continental slope stability: major aims and topics." *Marine Geology* 213: 1-7.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.C., Saint-Paul, J. (1999). "SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis." *Geo-Marine Letters* 18: 251-255.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine marin profond: approche morphologique, sismique et sédimentologique. Thèse, Univ. Bordeaux I.
- Milliman, J. D., Syvitski, P.M. (1992). "Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers." *Journal of Geology* 100: 525-544.
- Millot, C. (1999). "Circulation in the Western Mediterranean Sea." *Journal of Marine Systems* 20: 423-442.
- MIP (1981). "Mission d'Inspection Pluridisciplinaire sur le sinistre de Nice du 16 Octobre 1979, Rapport final." unpublished report.
- Mogami, T., Kubo, K. (1953). "The behaviour of soil during vibration." In: Proceedings of the 3th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering Division 1: 152-153.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C., Parker, G. (1998). "Hydroplaning of subaqueous débris flows " *GSA Bulletin*, 110: 387-394.
- Mokrane, A., Messaoud, A., Sebaï, A., Ayadi, A., Bezzeghoud, M., Benhallou, H. (1994). "Les séismes en Algérie de 1365 à 1992." Rapport CRAAG (Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique), Alger-Bouzaréah.
- Monicya (1989). "Monicya Rapport Interne, IFREMER."
- Mulder, T. (1992). "Aspects géotechniques de la stabilité des marges continentales. Application à la Baie des Anges, Nice, France." Thèse, Inst. Nat. Polytechnique de Lorraine.
- Mulder, T. (1993). "The velocity of the 1979 Nice turbidity current: contribution of modelling." *C.R. Acad. Sc. Serie II* 317(11): 1449-1455.
- Mulder, T., Tisot, J.P., Cachonat, P., Bourillet, J.F. (1994). "Regional assessment of mass failure events in the Baie des Anges, Mediterranean Sea." *Marine Geology* 122: 29-45.
- Mulder, T., Cochonat, P (1996). "Classification of offshore mass movements." *Journal of Sedimentary Research* 66(1): 43-57.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M, Parize, O. (1996). "Des courants de turbidité hyperpicaux dans la tête du canyon du Var? Données hydrologiques et observations de terrain." *Oceanologica Acta* 20(4): 607-626.

- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M. (1997). "Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact)." *Sedimentology* 44: 305-326.
- Mulder, T., Alexander, J. (2001). "The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits." *Sedimentology* 48: 269-299.
- Nardin, T. R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D. (1979). "A Review of mass movements processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems." *SEPM Special Publication* 27: 61-73.
- Normark, W. R., Piper, D.J.W. (1991). "Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record." *SEPM Special Publication* 46: 207-229.
- Olivet, J. L., Bonnin J., Beuzart P. & Auzende J. M. (1984). "Cinématique de l'Atlantique nord et central." *Publications du CNEXO, Rapp. Scient. et Techn* 54: 1-108.
- Palaez, J. A., Hamdache, M., Lopez Casado, C. (2003). "Seismic hazard in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration." *Tectonophysics* 372: 105-119.
- Parker, F. (1958). "Eastern Mediterranean Foraminifera." *Rept. Swed. Deep Sea Exped.* 8(4): 219-283.
- Pauc, H. (1997). "Fluvio-marine interface in a microtidal mediterranean estuarine environment. The nepheloid layer supply problem." *Journ. Rech. Océanogr.* 22(3): 83-90.
- Pautot, G. (1981). "Carte morphologique de la Baie des Anges, Modèle d'instabilité de pente continentale." *Oceanologica Acta* 4: 203-212.
- Pestana, J. M., Biscontin, G., Nadim, F., Andersen, K. (2000). "Modeling cyclic behavior of lightly overconsolidated clays in simple shear." *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 19(7): 501-519.
- Pickering, K. T., Hiscott, R.N., Hein, F.J. (1989). "Deep Marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonic." *Unwin Hyman, London*: 416 p.
- Piper, D. J. W., Normark, W.R. (1982). "Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada." *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19:1974-1984.
- Piper, D. J. W., Asku, A.E. (1987). "The source and origin of the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budget." *Geo-Marine Letters* 7: 177-182.
- Piper, D. J. W., Shor, A.N., Hughes Clarke, J.E. (1988). "The 1929 Grand Banks earthquake, *slump* and turbidity current." *Geological Society of America, Special Paper* 229: 77-92.

- Piper, D. J. W., Savoye, B. (1993). "Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea." *Sedimentology* 40: 557-582.
- Piper, D. J. W., Cochonat, P., Morrison, M.L. (1999). "The sequence of events around the epicenter of the 1929 Grand Banks earthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar." *Sedimentology* 46: 79-97.
- Piper, D. J. W., Normark, W.R. (2001). "Sandy fans from Amazon to Hueneme and beyond." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85: 1407-1438.
- Postma, G., Nemec, W., Kleinspehn, K.L. (1988). "Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement." *Sedimentary geology*: 47-61.
- Prior, D. B., Coleman, J.M., Bornhold, B.D. (1982). "Results of a known seafloor instability event." *Geo-Marine Letters* 2: 117-122.
- Ramsey, N. (2002). "A calibrated model for the interpretation of cone penetration tests (CPTs) in North Sea quaternary soils." *Proc. Offshore Site Investigation and Geotechnics: diversity and Sustainability*, London, UK: 341-356.
- Ravenne, H. G., Beghin, P. (1983). "The classification of deep-water siliciclastic depositional systems by grain size and feeder systems." *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 78: 792-822.
- Raymond, D. (1976). "Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin." *Thèse d'Etat*; Paris: 152 p.
- Rehault, J. P., Boillot, G. & Mauffret, A. (1984). "The Western Mediterranean Basin: geological evolution." *Marine Geology* 55: 447-477.
- Reimer, P. J., E Bard, M. B., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., et al. (2004). "C14." *Radiocarbon* 46: 1029-1058.
- Robertson, P. K., Campanella, R.G., Gillespie D. and Grieg, J. (1986). "Use of Piezometer cone data, Proceedings, Use of In-situ Tests in Geotechnical Engineering (In-situ '86)." GSP, American Society of Civil Engineers, New York 6.
- Robertson, P. K. (1990). "Soil classification using the cone penetration test." *Can. Geotech. Journ.* 27: 151-158.
- Robertson, P. K., Fear, C.E. (1995). "Liquefaction and sands and its evaluation." Keynote lecture. In: IS Tokyo '95, Proceedings of the 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering; K. Ishihara (Ed.), A.A. Balkema, Amsterdam.
- Rohais, S. (2002). "Synthèse géologique de la Baie des Anges, Mer Ligure (Mer Méditerranée) : conception et exploitation d'un système d'information géographique en géologie marine." *Mémoire d'ingénieur géologue de l'IGAL*: pp. 152.
- Rosfelder, A. (1955). "Carte provisoire au 1/500 000 de la marge continentale algérienne." *Publ. Serv. Carte géol. Algérie. Travaux des collab.* 5: 57-106.

- Rothé, J. P. (1950). "Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie." Bull. Serv. Carte. Geol. Alger., Ser.4, 3, 40.
- Rupke, N. A. (1978). "Deep clastic seas." In: *Sedimentary Environments and Facies*, Reading H.G. (Ed.) Blackwell Sci. Publ., Oxford, UK: 372-415.
- Ryan, W. B. F., Hsu, K.J. et al. (1973). Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., W. U. S. G. P. Office). 13: 403-464.
- Saadallah, A. (1981). "Le massif cristallophyllien d'El Djazaïr (Algérie) : évolution d'un charriage à vergence nord dans les Internides des Maghrébides." Thèse 3ème cycle, Alger: 160 p.
- Sage, L. (1976). "La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen. Le Var." Thèse doctorat, Université de Nice.
- Same (1986). "Same Rapport Interne, IFREMER."
- Sanders, J. E. (1965). "Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms." In: *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*, G.V. Middleton (Ed.) SEPM Special Publication(12): 192-219.
- Savoye, B., Cochonat, P., Olliver, G., Auffret, G.A. & Bourillet, J.F. (1989). "The submarine Var Canyon (French Riviera): Detailed study of the activity of a modern canyon." Regional Meeting of Sedimentology; Budapest.
- Savoye, B., Piper, D.J.W. (1991). "The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France." *Marine Geology* 97: 279-304.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L. (1993). "Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera." *Marine and Petroleum Geology* 10: 550-571.
- Savoye, B., Piper, D.J.W. (1993). "Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope off Antibes, French Riviera." *Gea-Marine Letters* 13: 2-8.
- Savoye, B., Nelson, H., Unterseh, S., Piper, D.J.W & Rehault, J.P. (1998). "The Var Fan distal lobe (Ligurian Sea, Mediterranean): side-scan facies, seismic architecture, nature of deposits." I.A.S. 15th International Sedimentological Congress; Alicante Book of abstracts: 701.
- Savoye, B., Rohais, S., Lopez, S., Dan, G., Cattaneo, A. (2005). "Revisiting the 1979 submarine avalanche offshore Nice (French Riviera) : impacts on the seafloor, flow reconstruction and modelling." *Submarine mass-movements and their consequences*, Oslo.
- Schlosser, F. (2003). "Eléments de mécanique des sédiments." Presses de l'Ecole Nat. des Ponts et Chaussées: 276 p.
- Seed, B. H. (1983). "Recherche de la cause du glissement du Port de Nice, survenu le 16 :10 :79." unpublished report.
- Seed, H. B., Idriss, I.M. (1971). "Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential." *Journ. of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE* 97(SM9): 1249-1273.
- Seed, H. B. (1979). "Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during

- earthquakes." Journ. of the Geotech. Engineering Division, ASCE 105(GT2): 201-255.
- Seed, R. B., Cetin, K.O., Moss, R.E.S., Kammerer, A.M., Wu, J., Pestana, J.M., Riemer, M.F., (2001). "Recent Advances in Soil Liquefaction Engineering, and Seismic Site Response Evaluation. Paper." I.20; University of California, Berkeley, California.
- Semmane, F., Campillo, M. and Cotton, F. (2005). "Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data." Geophysical Research Letters 32(L01305, doi:10.1029/2004GL021268).
- Shanmugan, G. (2000). "50 years of turbidite paradigm (1950s-1960s): deep-water processes and facies models - a critical perspective." Marine and Petroleum Geology 17: 285-342.
- Simpson, J. E. (1982). "Gravity currents in the laboratory atmosphere and ocean." Annu. Rev. Fluid Mech. 14: 213-234.
- Singh, A., Mitchell, J.K. (1968). "General stress strain time function for soils." J Soil Mech Found Eng Div ASCE, SM1: 21-43.
- Sols Essais. (1994). Rapport Interne, Sols Essais.
- Stow, D. A. V. (1986). "Deep clastic seas. In: Sedimentary Environments and Facies." Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Stow, D. A. V. (1992). "Deep-water turbidites systems." Vol 3. IAS; Dorik A.V. Stow (Ed.), Blackwelle Scientific Publications, Oxford.
- Stow, D. A. V., Reading, H.G., Collison, J.D. (1996). "Deep seas, In: Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy." H.G. Reading (Ed.), Blackwell Science: 395-453.
- Stow, D. A. V., Mayall, M. (2000). "Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century." Marine and Petroleum Geology 17: 125-135.
- Sultan, N., Cochonat, P., Bourillet, J.F., Cayocca, F. (2001). "Evaluation of the Risk of Marine Slope Instability: A Pseudo-3D Approach for Application to Large Areas." Marine Georessources and Geotechnology 19: 107-133.
- Sultan, N., Cochonat, P., Cayocca, F., Bourillet, J.-F., Colliat, J.-L. (2004). "Analysis of submarine *slumping* in the Gabon continental slope, In High-Resédimentation Geophysical Studies of Continental Margins Geohazards." Special issue of AAPG Bulletin 88(6): 781-799.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi F., Urgeles, R., Vorrene, T.O., Wilson, C. (2004). "Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach." Marine Geology 213: 291– 321.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berné, S., Canals, M., Urgeles, R. (2007). "Analysis of slope failures in submarine canyon heads : an example from the gulf of lions." J. Geophys. Res. doi: 10.1029/2005JF000408.
- Tavenas, F., Leroueil, S., La Rochelle, P., Roy, M. (1978). "Creep behaviour of an undisturbed lightly overconsédimentidated clay." Canadian Geotechnical Journal 15(3): 402-423.

- Terzaghi, K., Peck, R.B. (1967). "Soil mechanics in engineering practice." 2nd ed. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Tisot, J. P., Mulder, T. (1988). "Méthodes d'études de la stabilité des talus sous-marins." *Studia Geotechnica et Mechanica* X(3-4).
- Todd, R. (1958). "Foraminifera from Western Mediterranean deep sea cores." *Rept. Swed. Deep Sea Exped.* 8(3): 169-211.
- Tores, J. (1995). "Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: Le Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale)". Thèse Univ. de Bretagne Occidentale : pp. 353.
- Vaslet, N. (1993). "Apports des images du sonar latéral SAR à l'étude de la structure fine des dorsales rapides." Thèse de doctorat de l'Université de Bretagne Occidentale: pp. 398.
- Vergés, J., Sàbat F. (1999). "Constraints on the western Mediterranean kinematic evolution along a 1,000 km transect from Iberia to Africa, in *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the alpine origin.*" In: Durand B. et al. (eds.), *Geol. Soc. Spec. Publ.* 156: 63-80.
- Walker, R. G. (1967). "Turbidite Sedimentary Structures and their Relationship to Proximal and Distal Depositional Environments." *Journal of Sedimentary Petrology* 37(1): 25-43.
- Wildi, W. (1983). "La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): Structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène,." *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.* 24: 201-297.
- Yang, Z., Lu, J., Elgamal, A. (2004). "A web-based platform for computer simulation of seismic ground response." *Advances in Engineering Software* 35: 249-259.
- Yelles, K., Lammali, K. and Mahsas, A. (2004). "Coseismic deformation of the May 21st, 2003, Mw=6.8 Boumerdes earthquake, Algeria, from GPS measurements." *Geophysical Research Letters* 31(L13610, doi:10.1029/2004GL019884).
- Yelles, K., Domzig, A., Déverchère, J., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Bertrand, G., Boudiaf, A., Winter, T., Kherroubi, A., Le Roy, P. (soumis). "Evidence for a large active fault offshore West Algiers, Algeria, and implications on the strain pattern of the region."
- Yoshimi, Y., Richart, F.E., Prakash, S., Balkan, D.D., Ilyichev, Y.L. (1977). "Soil dynamics and its application to foundation engineering." In: *Proceedings of the 9th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Tokyo* 2: 605-650.
- Youd, T. L., Hoose, S.N. (1977). "Liquefaction susceptibility and geologic setting." *Proceedings, 6th World Conference on Earthquake Engineering, New Delhi* 3: 2189-2194.

ANNEXES

Annexe 1: “*First Identification of Slides and Mass-Wasting Deposits on the Algerian Margin (Algiers Area, South-Western Mediterranean)*” - G. Dan, B. Savoye, V. Gaullier, A. Cattaneo, J. Déverchère, K. Yelles and MARADJA 2003 team. Article soumis à SEPM Special Publication 93 (accepté, octobre 2007).

Annexe 2: “*Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during seismic shaking: example from the Algerian margin*” - G. Dan, N. Sultan, B. Savoye, J. Déverchère, K. Yelles. Article soumis à *International Journal of Earth Sciences-EURODOM Special Volume* (mars 2007).

Annexe 3: “*The 1979 Nice Harbour Catastrophe Revisited: Trigger Mechanism Inferred from Geotechnical Measurements and Numerical Modelling*” - G. Dan, N. Sultan, B. Savoye. 2007, *Marine Geology*, 245, p. 40-64.

Annexe 1: “First Identification of Slides and Mass-Wasting Deposits on the Algerian Margin (Algiers Area, South-Western Mediterranean)”

Gabriela DAN^{1,2,*}, Bruno SAVOYE¹, Virginie GAULLIER³, Antonio CATTANEO¹, Jacques DEVERCHERE², Karim YELLES⁴ and MARADJA 2003 team

1) IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, Plouzané, France

2) Université de Bretagne Occidentale, IUEM-CNRS UMR6538, 29280 Plouzané, France

3) LEGEM, Université de Perpignan, 66860 Perpignan, France

4) CRAAG, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Bouzaréah, Alger, Algérie

Abstract

This study provides an initial overview of the recent sedimentation patterns of the Algerian continental margin offshore Algiers, an area affected in 2003 by the Boumerdès earthquake. Recent sedimentation patterns are assessed from the morphological analysis based on bathymetric data and echo-facies mapping. Canyons and gullies dissect the Algiers continental slope, acting as preferential conduits for turbidity currents. These conduits can transfer large volumes of sediment downdip from the shelf to a complex series of imbricated deep-sea basins. The slides have small sizes and are preferentially located: (1) on slopes and (2) along canyons systems. The mass-wasting deposits, including debris flow and slump deposits, were sampled with gravity sediment cores. The mass-wasting deposits are mostly localized at the foot of steep slopes, where reverse faults have been identified. Tectonic seems therefore to play a significant role in the location and spreading of the mass-wasting deposits.

1. INTRODUCTION

The occurrence of mass-wasting events involving large volumes of sediment are known all over the continental slopes worldwide, especially along passive margins and volcanic islands (Masson et al., 1998; Bryn et al., 2003; Haflidason et al, 2004; Canals et al., 2004). For example, the Grand Banks event of 1929 AD following an earthquake is a well-documented case (Rupke, 1978; Piper and Asku, 1987; Piper et al., 1999). According to Heezen and Ewing (1952) the Grand Banks turbidity current reached a maximum velocity of about 70 km/h and damaged submarine telegraph cables.

Submarine slides and mass wasting are also documented along active margins, where tectonic activity may be one of the most relevant factors in generating sediment instabilities (e.g., von Huene et al., 1989, 2000; Collot et al., 2001). The seismic motion during an earthquake can trigger slides which can generate tsunami, loss of human lives and affect the coastal and offshore infrastructures. Northern Algeria represents an active tectonic area, due to convergence between the African and European plates. Several devastating earthquakes occurred along the Algerian margin during the last century (Heezen and Ewing, 1955; El-Robrini et al., 1985).

Better understanding of the offshore tectonic structures and morphological features was needed for the Algerian margin, with the growing population in coastal areas and the significant seismic geohazard (Montilla et al., 2003; Harbi et al., 2004). This study represents an initial attempt to describe the geomorphological features and to characterize sedimentary processes over part of the Algerian margin. The main objectives of the present work are:

- to highlight the main geomorphological features existing on the Algerian margin, with a detailed description of the seafloor focused on slides and mass wasted deposits;
- to describe the main subsurface features with high-resolution seismic profiles and the document the most significant echo-facies.
- to understand the regional sedimentary dynamics of the Algerian margin. For this, correlation between the different types of data has been conducted.

2. BACKGROUND

2.1. Tectonic and Geologic Context

Since the early Cenozoic, the Algerian margin has been under a compression regime with a North West - South East convergence ([Stich et al., 2003](#)). This active zone absorbs ~ 5 mm/year of crustal shortening ([Calais et al., 2003](#); [Nocquet and Calais, 2004](#)). According to [Meghraoui and Doumaz \(1996\)](#), the onshore part of the plate-boundary zone accommodates about 50% of the long-term convergence between the European and African plates. Active deformation offshore Northern Algeria is expressed by 2-3 mm/year of shortening and is likely related to significant earthquakes. Records of the historical and instrumental seismicity indicate significant offshore activity ([Roussel, 1973](#), [Ambraseys and Vogt, 1988](#), [Harbi et al., 2004](#)), but studies focused on the tectonic structures or sedimentary processes of the marine domain were not conducted before the occurrence of the Boumerdès earthquake in 2003. Recent studies revealed that the main faults identified offshore Algiers have a northern vergence ([Déverchère et al., 2005](#); [Domzig et al., 2006](#)).

From a geological point of view northern Algeria corresponds to the Maghrebian mountain chain. From south to north, the Maghrebian chain can be divided into three units: (1) the external domain (Tellian units), composed of sedimentary units, mainly marls and limestones; (2) the flysch nappes thrusting the External zones; and (3) the internal domain, composed of Hercynian basement sometimes associated with its sedimentary cover. According to [Domzig et al. \(2006\)](#), the Algiers area is composed by Oligo-Miocene sediments or flyschs units and maybe some volcanic deposits.

2.2. Hydrology

The Algerian climate is typically arid and hot, although northern Algeria is in the temperate zone and enjoys a mild, Mediterranean climate. Rainfall is fairly abundant along the coastal area, ranging from 0.3 cm/month during summer time to 10-12 cm/month during winter time in the Algiers area.

The climate influences the hydrology of the rivers. They have a seasonal regime, but they also could have significant flood periods. Three main rivers exist in the study area and they are from east to west: the Sebaou River, the Isser River and the Mazafran River (**Figure 1**). The three rivers provide sediment in the study area.

During the last two decades, a considerable amount of work was focussed on the circulation in the Western Mediterranean Sea. It is considered that the Algerian current, 200-400 m thick, is coming from Gibraltar and is flowing along-slope from West to East and is rather superficial. Mesoscale cyclonic or anticyclonic eddies (100-200 km diameter) may form along the Algerian coast, and can create upwellings or downwellings, which favours the fresh water downward with a velocity of 0.05 m/s ([Van Haren et al., 2006](#)). Regarding bottom currents, [Milot et al. \(1997\)](#) suggest that the main current at 2000 m depth is flowing eastward and up to 4 cm/s.

3. DATA SET AND METHODS

The MARADJA cruise took place on the R/V “Le Suroît” (IFREMER) from August 21 to September 18, 2003, in order to identify accurately the bathymetry and offshore sub-surface structures from Oran to Dellys (**Figure 1**). However, the present study is focused only on the area located offshore the towns of Tipasa, Algiers and Dellys, an area affected by the May 21st Boumerdès Earthquake.

Data collected consist of multibeam bathymetry and backscatter data (Kongsberg Simrad EM-300 and EM 1000 echosounder), high and very high-resolution seismic profiles (Airgun and *Chirp*), and Küllenberg sediment cores (**Figure 1**). From the swath-bathymetry data, a 50 m Digital Elevation Model was created using the IFREMER CARAÏBES software. Interpretation of the resultant bathymetric map permitted the identification of the main morphological features. Imagery backscatter data allowed generating a mosaic with 12.5 m resolution. The backscatter mosaic is relevant of the evaluation of reflectivity changes on the seafloor, since changes in backscatter

depend strongly on physical properties of the sediments ([Unterseh, 1999](#)). The *Chirp* sub-bottom profiler of the R/V *Le Suroît* uses frequencies between 1.8 and 5.3 kHz, reaching a maximum vertical penetration of 80-100 m in muddy sediment. More than 2800 km of *Chirp* profiles exist for the study area (**Figure 1**). Four sediment cores (designated with letters KMD), with a maximum length of about 7 m, were collected in the study area during the MARADJA cruise in 2003 (**Figure 1**). Three giant gravity cores (designated with letters MD) collected during the PRISMA cruise on the R/V *Marion Dufresne* (I.P.E.V.-France) were also available (**Figure 1**). Analysis of sediment cores were performed in the Sedimentary Environments Laboratory at IFREMER, using a Multi Sensor Core Logging tool and a laser grain-size analyser (COULTER LS130).

Work flow for the echo-facies analysis modifies the method developed by [Damuth \(1975, 1980\)](#) and refined by other authors more recently ([Gaullier and Bellaiche, 1998](#); [Loncke et al., 2002](#)). The first step of the analysis consists of inventorying and classifying the different echo-facies observed in the study area. The second step is to map the distribution of each echo-facies along the ship tracks. Finally, interpolation of echo-facies between seismic lines is facilitated by referencing the bathymetric and backscatter maps. Each echo-facies could be linked to different types of sedimentary processes or environments ([Damuth, 1980](#)). For instance, the rough echo-facies is usually associated with a channel floor, where sediment is coarser and erosion is important. However, in this study the correlation between echo-facies and sedimentary processes is not obvious. Different echo-facies may characterize the same process, while different sedimentary processes may be expressed by the same echo-facies.

4. RESULTS

4.1. Morphology of the Algiers area

Different morphological features were identified based on the shaded bathymetric map of (**Figure 2**). The study area is characterized by a continental shelf with a variable width from east to west. The westernmost part of the study area forms an elongated high, Khayr al Din Bank (500 m water depth), which stands above the deep basin by as much as 2700 m (**Figure 2**). The continental shelf is continued by a steep slope, where the 1000 and 2000 m isobaths are only 5.5 km and 10 km respectively from the coastline. The continental slope is deeply incised by canyons and numerous gullies. Slides are also observed along the continental slope in the study area. The abyssal plain can be flat or can present a complex morphology, and several curved escarpments are observed on the abyssal plain. These deep escarpments are delimited by slope breaks (S1, S2) (**Figure 2**), possibly representing the expression of active tectonic deformation in the area ([Déverchère et al., 2005](#)). Salt diapirs are observed on the abyssal plain and are characterized by different shapes and orientations ([Gaullier et al., 2004](#); [Domzig et al., 2006](#)). The morphology of the study area is subdivided into the following physiographic domains: (1) the continental shelf, (2) the continental slope, (3) major canyons that incised the continental slope, (4) the Khayr al Din Bank, (5) the abyssal plain with the deep basins D1, D2, D4 and the Algiers deep sea fan (D3) and (6) the deep curved escarpments (S1 and S2).

The Continental Shelf

The continental shelf is characterized by a variable width, ranging from 11 to 30 km west of Algiers. East of Algiers, the shelf is almost absent or very narrow with width values between 1 and 8 km. Bathymetric data on the continental shelf are not available, only the shelf break ranging between 100 and 150 m water depth is locally imaged within the MARADJA data.

The Continental Slope

The continental slope is characterized by the presence of three well developed canyons systems and numerous gullies (**Figure 2**). Mid-slope breaks forming flat areas (F) or circular suspended basins (C) exit on the continental slope (**Figure 2**). The analysis of the slope map reveals a continental

slope characterized by an average gradient of 11° (**Figure 3**). The canyons and gullies observed and described on the bathymetric map have an enhanced expression on the slope map (**Figure 3**).

The lower part of the continental slope offshore Dellys is affected by slides with variable shapes (**Figure 4A**). A landslide with a headwall higher than 200 m is on the lower part of the continental slope (**Figure 4A**). This slide is 1.5 km wide and it seems that a part of the sediment involved in the slide was deposited on the slope (**Figure 4B**). The bathymetric strike-oriented profile shows the mass-wasting deposit between the steep lateral walls of the slide (**Figure 4C**). The mass-wasting deposit covers a significant surface of 4 km^2 . Westward of this slide, another mass-wasting deposit exists at the foot of the continental slope (**Figure 4A**). West of the Algiers Canyon, the continental slope is affected by numerous slides, which seem to be initiated at different depths: on the upper slope (500 m), in the middle of the slope between 1000 and 1200 m water depth, and on the lower slope, between 1600 and 1700 m water depth.

The Major Canyons

The major canyons identified on the continental slope are from east to west: the Dellys Canyon, the Sebaou Canyon and the Algiers Canyon. The Dellys Canyon is the easternmost canyon of the study area. The submarine drainage area of the Dellys Canyon is composed by two main branches collecting several tributaries (**Figure 5**). The Dellys Canyon incises more than 100 m deep in its upper part and 350 m deep in its median part. The canyon's head and flanks are steep with slope gradient value between 15° and 25° (**Figure 3**) and numerous slides affect the flanks and the area located between the two branches (**Figure 5A**). The canyon floor is characterized by an average slope gradient of 5° between 500 and 2200 m water depth (**Figure 5A**). The bathymetric profile along the Dellys Canyon shows a concave shape (for the upper 7 km) followed by flat or convex shape. In its lower part, three escarpments as high as 70, 120 and 200 m respectively from the canyon floor are observed, together with an elevated area probably of tectonic origin (**Figure 4B**). Downslope of the elevated area, the Dellys Canyon is no longer visible on the seafloor morphology.

East of the Dellys Canyon, another well developed canyon system, the Sebaou Canyon, incises the continental slope. The Sebaou Canyon is characterized by a rectilinear morphology, and is fed by several tributaries probably connected with the Sebaou River (**Figure 2**). The values of the slope gradient range between 15° and 25° for the canyon head and flank (**Figure 3**). As for the Dellys Canyon, the canyon floor has an average slope gradient of about 5° all along its sector belonging to the continental slope (**Figure 3**). The eastern flank of the Sebaou Canyon is considerably affected by slides (**Figure 5A**). Seaward of the B1 slope break, the Sebaou Canyon becomes larger (~ 3 km) and with moderately high flanks, but its morphology remains visible on the seafloor (**Figure 5A**). More than 26 km down the Sebaou Canyon head, it splits in two asymmetric branches (**Figure 5A**). The main branch follows a South-North direction, while the second branch corresponding to a small incision of 30-50 m deep follows a North-West direction. The bathymetric profile along the Sebaou Canyon shows scours on the floor (**Figure 5C**). The dimensions of these scours are considerable, reaching 1 km in width and more than 40 m in depth (**Figure 5C**).

The Algiers Canyon presents two main meandering tributaries with their head located on the shelf break (**Figure 6**). The Algiers Western tributary (**Figure 6**) is sinuous, highly incised (200 to 300 m deep) and collects 3 others branches each one presenting small incisions. In contrast, the Algiers Eastern tributary has a rectilinear morphology and presents only two main incisions (**Figure 6**). Downslope, at the confluence of the two main tributaries, the flanks of the Algiers Canyon become steeper and significantly affected by slides.

West of the Algiers Canyon, the continental slope is incised by well developed canyons presenting numerous tributaries gullies-like which are collected in the middle part of the slope, creating a large canyon with an average width ranging between 1.5 and 3 km (**Figure 6**). The canyons present steep flanks with an average slope value of 18° (**Figure 3**). The morphological path of the canyons is difficult to follow in the abyssal plain after the slope breaks, B3 and B4 (**Figure 2**).

The Khayr al Din Bank

A major change in the orientation of the Algerian margin (striking west-southwest to east-northeast) is observed west of Algiers (**Figure 2**). The Khayr al Din Bank is an elongated area of high relief (500 m depth), facing towards the deep basin (2700 m deep; [Domzig et al., 2006](#)). Seaward of the upper slope break observed at 600-650 m of water depth, the slope direction changes towards the west and a change in slope value occurs from 2° to 5° (**Figures 2 and 3**). Superficial slides affect the western and northern part of the Khayr al Din Bank, and an alignment of pockmarks occurs on its northern part (**Figure 2**). The pockmarks reach 300 to 450 m of diameter and up to 10-17 m in deep. The eastern continental slope is characterized by gullies and slide (**Figure 2**). In contrast, the western continental slope presents a smooth shape, probably affected by mass-wasting processes (see *s* on **Figure 2**). On the western Khayr al Din Bank, canyons follow a northwestern downdip orientation.

The Abyssal Plain

Four sedimentary basins were identified in the study area. They are delimited by the continental slope break and the deep escarpments. On the eastern part of the area, the D1 basin is 30 km of long and 15 km wide and it lies between 2300 and 2400 meters water depth (**Figure 2**). Seaward, the D2 basin, located downslope the curved escarpment (S1,) contains a relief (250 m high and around 10 km long) and several small-size diapirs (**Figure 2**). The D3 basin corresponding with an elevated area downslope the Algiers Canyon is interpreted as the Algiers deep sea fan (**Figure 6**). The Algiers deep sea fan is limited on its northern part by salt diapirs and the curved escarpment (S2 on **Figure 2**). The Algiers Canyon and the other canyons from the continental slope are feeding the deep sea fan. Sediment distribution along the deep sea fan could be done by turbidity or bottom currents, since sediment waves are observed on the deep sea fan (dotted line on **Figure 6**). A large scar characterized by a 2 km wide and 100 m high headwall is observed to the northern part of the deep sea fan (**Figure 6**). Salt diapirs form elongated walls or rounded ridges. The length of the salt diapirs ranges between 1 and 7 km, with a maximum elevation of 60-100 m above the seafloor. At the foot of the Algiers deep sea fan, salt diapirs are small (0.2 x 0.5 km across) and sub-circular

(**Figure 6**). Several salt diapirs are observed at 1750 m water depth also in the westernmost part of the study area. Two of such diapirs have a 7 - 8 km elongated shape (**Figure 2**). The two salt walls are characterized by 1 to 1.2 km of large and have 30 and 40 m of maximum axial depth. The westernmost diapir is about 0.5 km long and has 12 m of axial collapse.

In the westernmost part of the study area, downslope the Khayr al Din Bank, a convex area occurs on the abyssal plain. This feature is probably related to the accumulation of mass-wasting deposits at the foot of the slope, since the smooth slope testify of significant mass-wasting processes.

The Deep Curved Escarpments

A curved shape escarpment delimited by the S1 slope break is observed to the north offshore Dellys (**Figure 2**). The curved escarpment delimited by the S1 slope break is more than 30 km long and 350-450 m high, and it is characterized by an average slope gradient of 10°-15°. This escarpment is considerably affected by slides, which seem to have small sizes, less than 0.5 km and up to 3 km wide. The majority of these slides are initiated in the middle part of the slope. Although, two corridors formed by several slides are observed on the upper part of the escarpment at around 2300 m water depth.

Another deep curved escarpment, delimited by the S2 slope break, exists to the north of the Algiers deep sea fan, between several salt diapirs (**Figure 2**). As the previous deep escarpment, the S2 escarpment is also affected by slides, which seem to have small sizes, less than 0.5 km wide.

4.2 Echo-Facies Analysis

4.2.1. Echo-Facies Classification and Mapping.-

The echo-facies definition is based on acoustic properties and continuity of the bottom and sub-bottom seismic reflectors. The twelve distinctive echo-facies observed in the study area, are grouped into five major categories: layered echo-facies (L), non-penetrative, rough echo-facies (R),

chaotic echo-facies (C), transparent echo-facies (T) and continental shelf echo-facies (CS). The twelve echo-facies are presented in **Table 1**. **Figure 7** represents the echo-facies distribution map in plan view. The distribution of the echo-facies across the study area is discussed by category.

Layered echo-facies (L)

The layered echo-facies corresponds to an alternation of parallel continuous reflectors (**Table 1**). Two variants subsist: high energy reflectors (L1), and low energy reflectors expressed by a transparent superficial layer (L2) (**Table 1**). Based on previous studies, the layered echo-facies usually corresponds to alternations of hemipelagic intervals and turbidites deposits ([Damuth, 1980](#)). The same echo-facies has also been attributed to hemipelagic sediments ([Pratson and Laine, 1989](#)). The layered echo-facies may present discontinuous reflectors or undulations. In these cases, two versions were described: high energy reflectors (L3), and low energy reflectors expressed by a transparent superficial layer (L4). If these types of echo-facies are described in the proximity of a canyon system, they can be attributed to sedimentary deposits shaped by contour currents such as sediment waves ([Heezen et al., 1966](#)).

The L1 echo-facies is present within sedimentary basins D1 and D4 and in the eastern part of the study area (**Figure 7**). The L2 echo-facies is mostly observed on the shallow part of the Algiers area, the Khayr al Din Bank. The Khayr al Din Bank is entirely covered by the L2 echo-facies. The field of sediment waves on the Algiers deep sea fan corresponds to the L4 echo-facies. Another area characterized by the same echo-facies (L4) exists at the foot of the continental slope west of the Algiers deep sea fan. The L3 echo-facies characterizes only two small areas located north of the Algiers deep sea fan.

Non-penetrative, ‘Rough’ echo-facies (R)

The non-penetrative echo-facies characterizes areas where seismic reflection signal do not penetrate below the surface. This echo-facies is generally located in the axis of the canyons where the eroded seafloor is mostly covered by coarse-grained turbidite deposits ([Damuth, 1975](#)). As an example, the floor of the Sebaou Canyon is characterized by the R echo-facies over an area of about 22.5 km

long and more than 10 km wide (**Figure 7**). The R echo-facies exists also on the Algiers Canyon and the other canyons located on the continental slope (**Figure 7**). It is interesting to point out the existence of the R echo-facies along the S1 and S2 deep escarpments, where the echo-facies is associated with mass-wasting processes along the slopes. The smooth area described on the north slope of the Khayr al Din Bank is also covered by the same R echo-facies (**Figure 7**).

Chaotic echo-facies (C)

The chaotic echo-facies (C) represents highly disorganized sediments induced by mass-wasting processes such as slumping ([Pratson and Laine, 1989](#), [Damuth, 1994](#)). For our study, the internal chaotic reflectors were observed in different locations along the Algerian margin, for example, at the foot of the circular area (C), downslope of the S1 escarpment and in several small areas in the deep basin at north of the Algiers deep sea fan (**Figure 7**). Scattered areas corresponding to the C echo-facies are observed on the Khayr al Din Bank and the western slope of the study area.

Transparent echo-facies (T)

Three different transparent echo-facies have been observed on the Chirp profiles. The first one is characterized by a transparent acoustic response with an irregular base on layered echo-facies (T1); the second presents alternating transparent and layered echo-facies (T2); and the third corresponds to transparent lens observed at the surface or buried into adjacent layers (T3). The transparent nature of the echo-facies is likely due to a disruption of the sedimentary layers during the sediment transport. According to the literature, the transparent echo-facies is attributed to mass-wasting deposits, such as debris-flow or slump deposits ([Damuth et al., 1983](#)).

The T1 echo-facies is identified at the foot of the S1 escarpment, characterizing the entire D2 basin (brown area in **Figure 7**). A yellow area corresponding to the transparent T2 echo-facies exists at the foot of the slope. Downslope the Khayr al Din Bank, a 15 km long and 7 km wide area, is characterized by the T3 echo-facies. The 3D view of seismic reflection profiles presented on **Figure 8** shows the transparent bodies and their lateral extent over the area with a maximum estimated

thickness of about 11 m. The occurrence of several transparent bodies stacked at the same location implies a recurrent process that generated successive mass-wasting deposits.

Continental shelf echo-facies (CS)

Three distinct echo-facies sub-classes were observed on the continental shelf for water depths up to 200 m, and attributed to the same echo-facies classes (CS). These three different echo-facies are described in the Algiers area but also all over the Algerian continental shelf (Domzig et al., [accepted](#)), and they are: the ‘transparent on rough echo-facies’ (CS1), the ‘layered on rough echo-facies’ (CS2), and the ‘rough echo-facies’ (CS3) (**Table 1**). Echo-facies CS1 and CS2 in particular characterize sector of the continental shelf where a rough paleotopography is covered by younger sediment.

4.2.2. Lateral Extent of the Echo-Facies and Correlation with Seafloor Imagery .-

The MDJ 08 *Chirp* profile (location on **Figure 2**) acquired at the foot of the continental slope delimited by the B1 slope break, shows the lateral relationship of distinct echo-facies. Three different echo-facies are identified from west to east: the L1, T2 and R echo-facies. The transparent body echo-facies (T2) is the expression of a mass-wasting deposit accumulated in a depression with an erosive base (**Figure 9A**). The path of gullies at the base of the continental slope is characterized by the R echo-facies, likely indicating coarser sediments and areas of sediment erosion. The MDJ 03 *Chirp* profile (location on **Figure 2**) extends throughout the D2 basin and the Sebaou Canyon. Three different echo-facies are observed on this seismic profile, from west to east: the C echo-facies on the salt diapir flank, the T1 echo-facies and the L1 echo-facies into the D2 basin, and the R echo-facies on the floor of the Sebaou Canyon. Here, the second branch of the Sebaou Canyon, described as a small incision, is identified on the MDJ 03 *Chirp* profile (**Figure 9B**).

The acoustic mosaic of the entire continental slope and deep basin show relatively highly backscatter on the slope and on the Sebaou Canyon, and moderate backscatter in the deep basin and

in the western part of the studied area (**Figure 10**). The distribution of echo-facies and the backscatter imagery correlate well. In particular, all canyons and gullies recognized on the bathymetric map are well identified on the backscatter map. Correlation between high reflectivity and *Chirp* non-penetrative echo-facies (R) can be established for the canyons axis. It is possible to infer, on preliminary basis, that dark tones (high reflectivity) in seafloor imagery correspond to areas actively swept by submarine currents in the canyon floors (**Figure 10**). The Sebaou Canyon presents the darkest tone and it seems to be the most active system for the sediment transport. In the deep basin, offshore Algiers, the imagery map shows variable shades of grey, whose is difficult. At the foot of the escarpment delimited by the S1 slope break, a large area characterized by low backscatter values exists, and is associated with the T1 echo-facies (**Figure 7**).

4.3. Sediment Core Analysis

Seven sediment cores collected offshore the Algiers area help calibrate the echo-facies to interpret the echo-facies map in term of sedimentary processes. Sediment cores are thus compared with the corresponding echo-facies identified on *Chirp* profiles (**Table 1**).

The Algerian sediment is mostly characterized by an alternation of hemipelagic intervals and turbidite sequences. Mass-wasting deposits, such as debris-flows or slumps, may also be intercalated with the hemipelagic intervals and turbidite sequences. Thin to thick turbidite sequences occur at the base of the continental slope and in the deep basin. The characteristics of the turbidite sequences in term of thickness and recurrence along the sediment core are presented in **Table 2**.

Three sediment cores revealed the presence of mass-wasting deposits. Sediment core KMDJ-01 located at the foot of the continental slope (**Figure 1**) presents a mass-wasting deposit from 0.3 to 2.30 mbsf. The description of the sediment core KMDJ-02 shows the presence of a 1.8 m thick mass-wasting deposit, characterized by mud clast and deformed lamination. On the sediment core

MD04-2800 (**Figure 1**) the alternation of thin sandy turbidite sequences and hemipelagic intervals is interrupted by a mass-wasting deposit of about 8-9 meters thick. This deposit contains consolidated grey mud clasts and deformed laminae in a muddy matrix. The deformation of these laminae allowed assuming that the sediment was submitted to a plastic deformation. Since sediment core MD04-2800 was collected into the T3 echo facies, we assume that the transparent lens is the seismic expression of the slump deposit.

5. DISCUSSION

5.1. Sediment Supply Offshore Algiers

Siliciclastic sediment supply to the Algerian slope and abyssal plain is probably function of two main factors, as in the case of many other Mediterranean margins: mass wasting processes triggered by sediment failures, and river density flows, both leading to the formation of submarine canyons ([Canals et al., 2006](#)). The rivers have a seasonal regime and significant flood periods may be registered after intense rainfalls. Even during a normal regime, the sediment transported by rivers may be directly trapped by the canyons systems, because of the narrowness of the continental shelf. For instance, the mouth of the Sebaou River is located at only 4 km from the head of the western tributary of the Sebaou Canyon, which may imply that the continental sediments are directly captured by the canyon system. In contrast, the Isser River is not directly connected to the Algiers Canyon at present. [Boudiaf et al. \(1998\)](#) showed that during the Quaternary the tectonic uplift of the region associated with right lateral slip along the Thenia fault, diverted the Isser River to the east, cutting off the connection with the Algiers canyon. However, even if the Algiers Canyon is no longer connected to the Isser River, the canyon seems to be still active, based on the backscatter data.

5.2. Active Sedimentary Processes and Resulting Deposits offshore Algiers

Sedimentation along the Algerian margin seems to be controlled by two processes: (1) mass-wasting processes including both, slides and turbidity currents, and (2) hemipelagic sedimentation (**Figure 11**). Hemipelagic sedimentation seems to be very important to west of the Algiers. For the two cores collected here (KMDJ 02 and KMDJ 03) the hemipelagic intervals represent more than 80% of the sediments.

Turbidity Currents

Turbidity currents are very active on the continental slope (**Figure 11**). The morphological analysis revealed three main canyon systems: the Dellys Canyon, the Sebaou Canyon and the Algiers Canyon. However, except for the westernmost part of the study area, numerous canyons and gullies are observed on the continental slope. The systems are complex, with several tributary and drainage basin. Based on the backscatter data, coarser sediments such as gravels or sand seem to be accumulated on the channel's floor. Thick turbidity sequences are registered in the deeper basins, where the turbidity currents can be trapped. Sediment cores descriptions allowed to estimate an approximate average thickness and time of recurrence of turbidite sequences (**Table 2**). Based on the available sediment cores, it seems that coarser and thicker turbidity sequences are registered in the eastern part of the study area. That may suggest that sediments at the location of the cores KMDJ-01, KMDJ-04, MD04-2798 and MD04-2799 are probably provided by the turbidity currents passing through the Sebaou Canyon. Thin and numerous turbidity sequences are registered at the location of the sediment core MD04-2800, under the mass-wasting deposit. The big event which generated the mass-wasting deposit has probably changed the slope morphology, since no turbidity sequence occurred after this event.

Turbidity currents paths are not very well constrained since bathymetric data are not available for the distal part of the study area. It is clear that the Sebaou Canyon continue throughout our bathymetric recovery. However, the disappearance of the paths of the Algiers Canyon and the other

well developed canyons on the abyssal plain can be explained by the change of slope gradient. The average slope downward the continental slope is around 18° - 21° , whereas after the slope break the slope gradient decrease to reach values between 6° and 1° .

Slides

The numerous slides present along the Algerian margin are preferentially located: (1) on the slopes and (2) within the canyons. In general slides are characterized by small sizes with an average surface of 0.2 km^2 , and small volumes of mass-wasting deposits with a mean value of 0.01 km^3 . Only one slide located in the lower part of the continental slope offshore Dellys has a significant surface comparing to the other slides (1.8 km^2). Compared with studies dealing with morphologic analysis and statistics about parameters of slides in the literature ([Booth et al., 1993](#); [Hampton et al., 1996](#); [McAdoo et al., 2000](#); [Hühnerbach and Masson, 2004](#); [Sultan et al., 2004](#)), the size of the slides offshore Algiers is small. A similar work realized on the western part of the Algerian margin, between the towns of Oran and Tenes, revealed the presence of slides of small size, similar with those found in the Algiers area ([Domzig et al., accepted](#)). It seems that the entire Algerian margin is affected by small size slides.

Mass-wasting deposits

The mass-wasting deposits recognized based on the seismic profiles analysis are associated with three echo-facies: C, T2 and T3. It seems that the mass-wasting deposits are located at the foot of the slopes, on the flank of diapirs, or even in the deep basins (**Figure 7**). In addition to these mass-wasting deposits pointed out on the seismic profiles, smaller deposits may exist below the resolution of the available seismic profiles. The mass-wasting deposits are not easily associated with a specific slide. For example, besides the smooth slope located west of the study area, no slide scar can easily explain the large mass-wasting accumulations observed on the seismic profiles, downslope the Khayr al Din Bank (**Figure 8**).

Sediment waves

The sediment waves observed across the Algiers deep sea fan might be related to the activity of turbidity currents spilling over the right levee of the Algiers turbidity system (Babonneau et al., 2007). However, the effect of bottom currents offshore Algiers, although not well documented in this specific case, cannot be ruled out (Milot and Taupier-Letage, 2005).

5.3. Origin of the Slides

As previously discussed, numerous small slides are observed on the continental slope and the deep escarpments in the Algiers area but also across the Algerian margin (Domzig et al., accepted). In order to explain the small size of slides along the Algerian Margin several factors have to be taken into account.

Slides are initiated at different location on the continental slope and deep escarpments; headscarps do not coincide with the maximum slope gradient (**Figure 3**). Probably the slope gradient is not the most important controlling parameter on the slide initiation in the study area. A minor effect of the slope gradient on the initiation of slides has been previously mentioned in the literature (Hampton et al., 1996; Booth et al., 1993; McAdoo et al., 2000; Sultan et al., 2004; Hühnerbach and Masson, 2004; Lastras et al., 2006).

Recent studies highlighted the presence of reverse faults along the Algerian margin (Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006). The 2003 Boumerdès earthquake occurred at 10 km depth and the expression of the active fault in the surface was mapped on the lower part of the continental slope offshore the town of Dellys (Déverchère et al., 2005; Domzig et al., 2006), where several slides have been observed during this study. The presence of numerous slides along the continental slope may suggest an active deformation but for the moment no evident connection between the Boumerdès earthquake and the initiation of the slides may be established.

Several slides and mass-wasting deposits were observed on the flanks of salt diapirs, suggesting that salt diapirism may act as a trigger mechanism for some relatively small slides on localized areas.

However, this implies only local destabilisations and not large scale processes. Further investigations are necessary in order to characterize the age of the slides and to assess the slope stability under cyclic loading generated by earthquakes.

6. CONCLUSIONS

This study is based on data collected after the Boumerdès 2003 earthquake and it is the first attempt to describe the slides and mass-wasting deposits in the area. Echo-facies mapping, calibrated by sediment cores, allowed to define the main pattern of sediment accumulation and deformation and to reconstruct the main sedimentary processes active on the Algerian margin. The main results of the study are the following:

- 1) The Algerian continental margin in a sector of 160-165 km offshore Algiers presents a morphology dissected by tectonics, with the presence of escarpments, small basins, diapirs. All these features may have an important role in the transport, accumulation and deformation of sediment.
- 2) The continental slope is deeply incised by canyons and gullies, including the Dellys Canyon, the Sebaou Canyon and the Algiers Canyon. Sediments are transported from the continent throughout the canyon system to the deep basins, where thick turbidity sequences were revealed by the sediment cores analysis.
- 3) Mass-wasting deposits were mapped across the study area based on analysis of the seismic echo-facies and on the sediment cores. A significant amount of mass-wasting deposits exists on the western part of the study area, an area supposed tectonically active ([Domzig et al., 2006](#)).
- 4) The slides observed all over the Algerian margin have small size. Only one slide is located on the lower part of the continental slope, where the emergence of the fault supposed to be responsible of the Boumerdes earthquake was mapped by [Déverchère et al. \(2005\)](#) and [Domzig et al. \(2006\)](#).

5) Earthquakes are likely the main triggering mechanism of the slides in the study area. In particular, we tried to identify the signature of the May 21st 2003 Boumerdès earthquake, even if a direct impact on sediment was not obviously visible. Further investigations have to be conducted in order to understand the sediment failure mechanism.

Acknowledgements

This study has been developed within the EURODOM European Project (contract RTN2-2001-00281). Financial support was provided by IFREMER and the “Agence Nationale de Recherche” (ISIS-ANR-05-Catt-005-01). The support by officers and crew during MARADJA (2003) and PRISMA (2004) cruises is greatly appreciated. The authors acknowledge Homa Lee, Craig Shipp and David Twichell for their suggestions and comments that significantly improved the manuscript.

References

- Ambraseys, N., Vogt, J. (1988). "Material for the investigation of the seismicity of the region of Algiers." *European Earthquake Engineering* 3: 16-29.
- Booth, J. S., O'Leary, D.W., Popenoe, P., Danforth, W.W. (1993). "U.S. Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implication." In: Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C. (Eds.), *Submarine landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull. 2002: 14-22.
- Boudiaf, A., Ritz, J.F. and Philip, H. (1998). "Drainage diversions as evidence of propagating active faults: example of the El Asnam and Thenia faults, Algeria." *Terra Nova* 10: 236-244.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, K.F., Haflidason, C.F., Ottesen, D., Rise, L. (2003). "The Storegga Slide Complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity." In: Locat and Mienert (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands(215-222).
- Calais, E., DeMets, C. & Nocquet, J.M. (2003). "Evidence of a post-3.16Ma change in Nubia - Eurasia plate motion." *Earth and Planetary Science Letters* 216: 81-92.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354-357, doi:10.1038/nature05271.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Battist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, DG., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P. (2004). "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project." *Marine Geology* 213: 9-72.
- Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G., Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 106(B9), 19271-19297.
- Damuth, J. E. (1975). "Echo - character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship

- to the dispersal and distribution of terrigenous sediments." *Marine Geology* 18: 17-45.
- Damuth, J. E. (1980). "Use of high-frequency (3.5 - 12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review." *Marine Geology* 38: 51-75.
- Damuth, J. E., Jacobi, R.D., Hayes, D.E. (1983). "Sedimentation processes in the northwestern Pacific Basin revealed by echo-character mapping studies." *Geological Society of America Bulletin* 94: 381-395.
- Damuth, J. E. (1994). "Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin." *Marine and Petroleum Geology* 11(3): 320-346.
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H., Dan, G. (2005). "Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake." *Geophysical Research Letters* 32(L04311, doi: 10.1029/2004GL021646).
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, P., Charlotte, Déverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H. (2006). "Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA '03 cruise)." *C. R. Geoscience* 338: 80-91.
- Domzig, A., Gaullier, V., Giresse, P., Pauc, H., Savoye, B., Déverchère, J. (accepted). "Deposition processes from echo-character mapping along the western Algerian margin (Oran-Tenes), Western Mediterranean." *Marine and Petroleum Geology Special Volume*.
- El-Robrini, M., Gennesseaux, M., Mauffret, A. (1985). "Consequences of the El-Asnam earthquake: turbidity currents and slumps on the Algerian margin (Western Mediterranean)." *Geo. Mar. Lett.* 5: 171-176.
- Gaullier, V., Bellaiche, G. (1998). "Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, north-western Mediterranean basin." *AAPG Bulletin* 82: 1140 - 1155.
- Gaullier, V., Savoye, B., Domzig, A., Déverchère, J., and the Maradja team (2004). "Depositional patterns off Algeria from echo-character mapping (MARADJA 2003 cruise) : Possible links

with the recent and historical earthquakes." EGU Nice EGU04-A-06232.

Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygard, A., Bryn, P., Lien, R., Berg, K., Masson, D.G., Forberg, C.F. (2004). "Architecture, geometry and slide development of the the Storegga Slide." *Marine Geology* 213: 201-234.

Hampton, M. A., Lee, H.J., Locat, J. (1996). "Submarine landslides." *Rev. Geophys.* 34: 33-59.

Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G.F., Benhallou, H. (2004). "Seismicity and tectonic structures in the site of Algiers and its surroundings: A step for towards microzonation." *Pure and Applied Geophysics* 161: 949-967.

Heezen, B. C., Ewing, M. (1952). "Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake." *Am. J. Sci* 250: 849-873.

Heezen , B. C., Ewing, M (1955). "Orléansville earthquake and turbidity currents." *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 39(12): 2505-2514.

Heezen, B. C., Hollister, C.D., Ruddiman, W.F. (1966). "Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents." *Science* 152: 502-508.

Hühnerbach, V., Masson, D.G. (2004). "Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour." *Marine Geology* 213: 343-362.

Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Ivanov, M., Dennielou, B., Droz, L., Akhmetzhanov, A., TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party (2006). "Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes." *Geo-Marine Letters* 26: 225-233.

Lonke, L., Gaullier, V. & Bellaiche, G., Mascle, J. (2002). "Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping." *AAPG Bulletin* 86: 1165-1186.

Masson, D. G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R., Huhnerbach, C. (1998). "The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanism." *Sedimentology* 45: 411-432.

McAdoo, B. G., Pratson, L.F., Orange, D.L. (2000). "Submarine landslide geomorphology, US continental slope." *Marine Geology* 169: 103-136.

Meghraoui, M., Dumaz, F. (1996). "Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El

- Asnam (Algeria) fault-related fold." *Journal of Geophysical Research* 101: 17617-17644.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., 2005. Additional evidence of LIW entrainment across the Algerian subbasin by mesoscale eddies and not by a permanent westward flow. *Progress in Oceanography* 66, 231-250.
- Millot, C., Benzohra, M., Taupier-Letage, I. (1997). "Circulation off Algeria inferred from the Médiprod-5 current meters." *Deep sea research I*(44): 1467-1495.
- Montilla, J. A. P., Hamdache, M., Casado, C.L. (2003). "Seismic hazard in Northern Algeria using spatially smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration." *Tectonophysics* 372: 105-119.
- Nocquet, J. M., Calais, E. (2004). "Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe." *Pure and Applied Geophysics* 161: 661-681.
- Piper, D. J. W., Aksu, A.E. (1987). "The source and origin of the the 1929 Grand Banks turbidity current inferred from sediment budgets." *Geo. Mar. Lett.* 7: 177-182.
- Piper, D. J. W., Cochonat, P., Morrison, M.L. (1999). "The sequence of event around the epicenter of the 1929 Grand Banksearthquake: initiation of debris flows and turbidity current inferred from sidescan sonar." *sedimentology* 46(79-97).
- Pratson, L. F., Laine, E.P. (1998). "The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the MidEast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo-character." *Marine Geology* 89: 87-126.
- Roussel, J. (1973). "Les zones actives et la fréquence des séismes en Algérie, 1716-1970." *Bull. Soc. Hist. Natur. Afr. Nord* 64: 11-227.
- Rupke, N. A. (1978). "Deep clastic seas." Reading, H.G. (Ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, UK: 372-415.
- Stich, D., Ammon, C.J., Marales, J. (2003). "Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Magreb region." *Journal of Geophysical Research* 108 (B3)(doi: 10.1029/2002JB002057).

- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi F., Urgeles, R., Vorrene, T.O., Wilson, C. (2004). "Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach." *Marine Geology* 213: 291– 321.
- Unterseh, S. (1999). "Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux." University thesis, University of Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Van Haren, H., Millot, C., Taupier-Letage, I. (2006). "Fast deep sinking in Mediterranean eddies." *Geophys. Res. Lett.* 33(L04606, doi:10.1029/2005GL025367).
- Von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J., Pautot, G., 1989. A large tsunamogenic landslide and debris flow along the Peru Trench. *Journal of Geophysical Research – Solid Earth* 94(B2), 1703-1714.
- Von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W., Hinz, K., 2000. Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate and Central American volcanism. *Tectonics* 19, 314-334.

Tables caption:

Table 1: Chirp seismic echo-facies classification. Each echo-facies is interpreted in term of sedimentary processes.

Table 2: Synthesis of sediment cores and the statistic regarding the turbidity sequences.

Figures caption:

Figure 1: Location of the study area on the Algerian margin, the continental rivers and the Boumerdès earthquake epicentre (red star). Location of the available data: grey track line are the seismic Chirp profile and black dots are the sediment cores (KMDJ-01, 02, 03 and 04) collected during the MARADJA cruise (2003) and the sediment cores MD04-2798, 2799 and 2800 collected during PRISMA cruise (2004).

Figure 2: Shaded bathymetric map showing the main morphological features in the study area.

Figure 3: Slope gradient map (slope values are in degrees).

Figure 4: A-Shaded bathymetric map showing slides and mass-wasting deposits on the lower part of the continental slope; B-Dip bathymetric profile through the slide area and C-Strike bathymetric profile through the slide area.

Figure 5: A-Shaded bathymetric map showing the Dellys and the Sebaou canyons, B-Bathymetric profile throughout the Dellys Canyon showing three escarpments on the distal part (discontinuous line on A) and C- Bathymetric profile throughout the Sebaou Canyon showing scours on the canyon floor (discontinuous line on A).

Figure 6: Shaded bathymetric map offshore Algiers showing the main morphological features (for legend refers to Figure 2). Bathymetric contours every 500 meters.

Figure 7: Echo-facies distribution map of the Algiers area, based on the Chirp profiles analysis combined with the bathymetric and backscatter data. Bathymetric contours every 200 meters.

Figure 8: 3D perspective of the Chirp seismic profiles MDJ 03, 04 and 30; showing the extension of the T3 echo-facies and the location of the sediment core MD04-2800.

Figure 9: A-Chirp seismic profile MDJ 08 (location in Figure 2) showing the echo-facies distribution at the foot of the continental slope and B-Chirp seismic profile MDJ 03 (location in Figure 2) showing the echo-facies distribution on the deep basin D2.

Figure 10: Backscatter map of the Algiers area.

Figure 11: Synthetic map showing the main sedimentary processes and the resulting deposits in the Algiers area. Bathymetric contours every 200 meters.

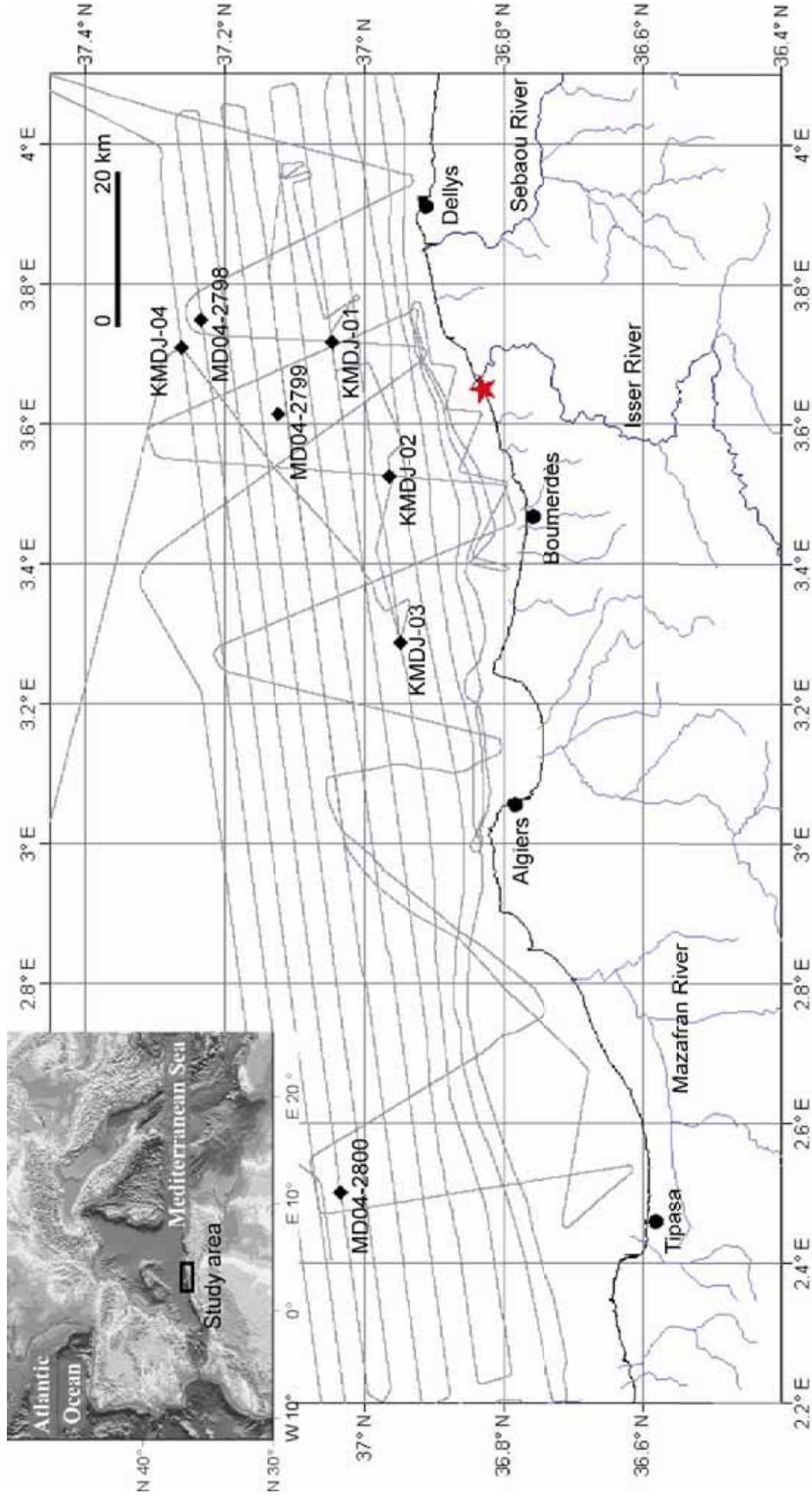


FIGURE 1

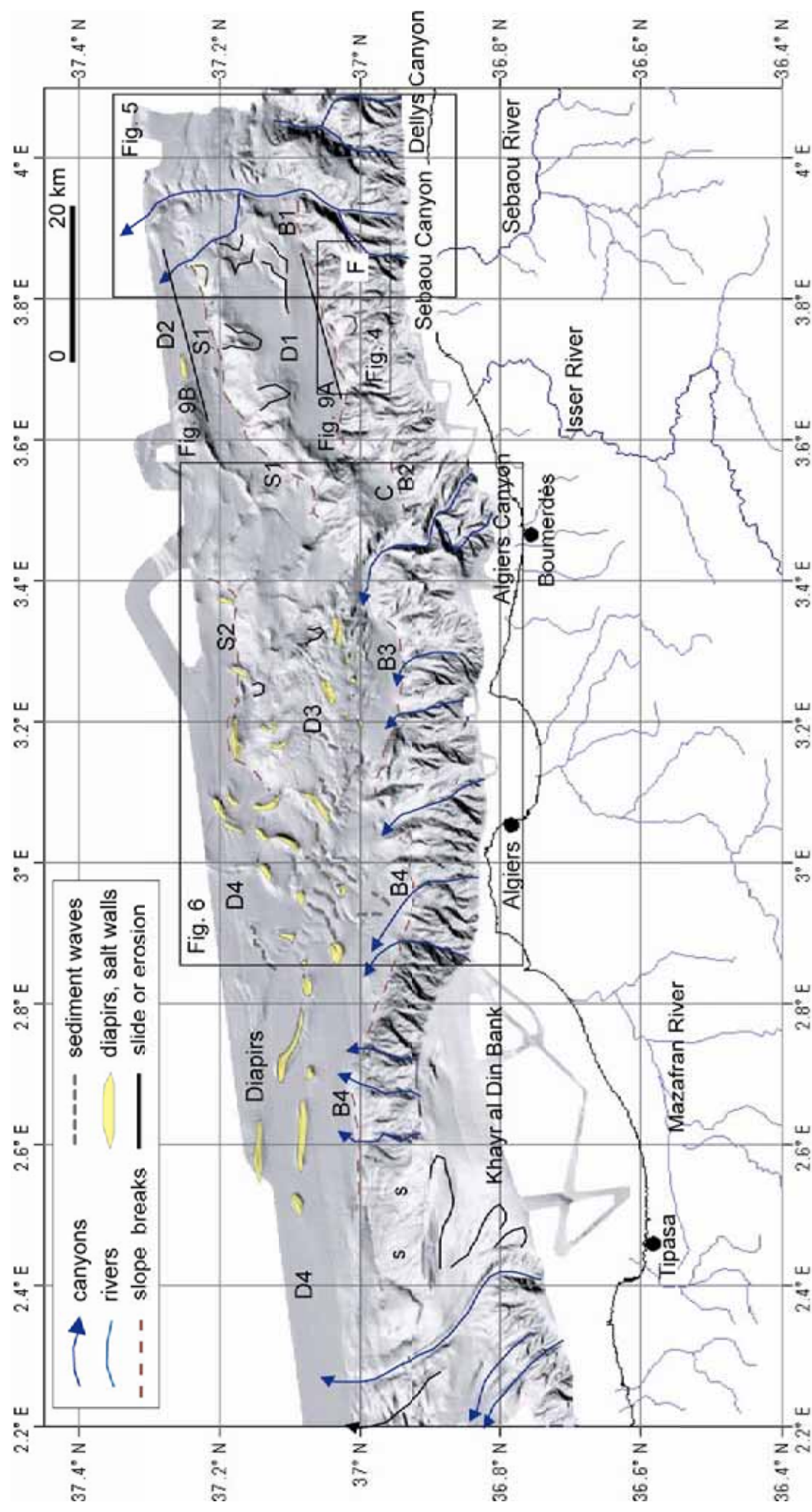


FIGURE 2

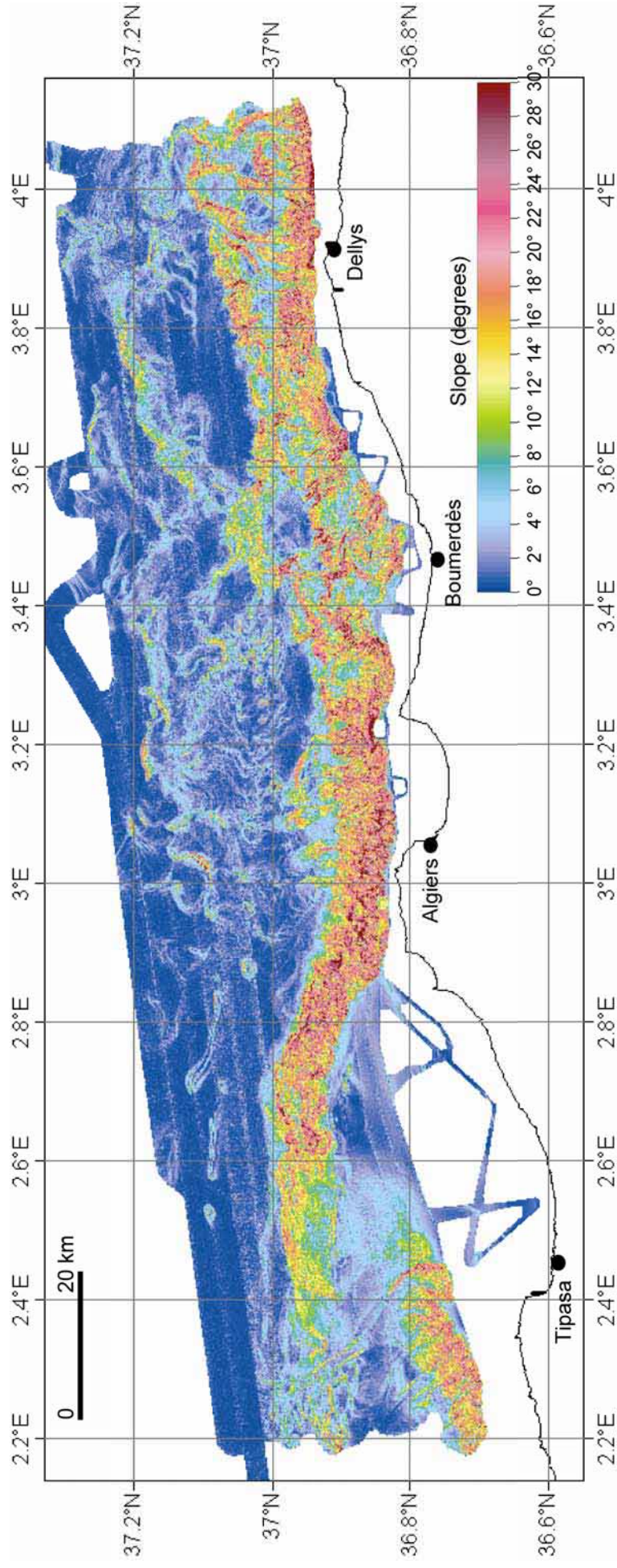


FIGURE 3

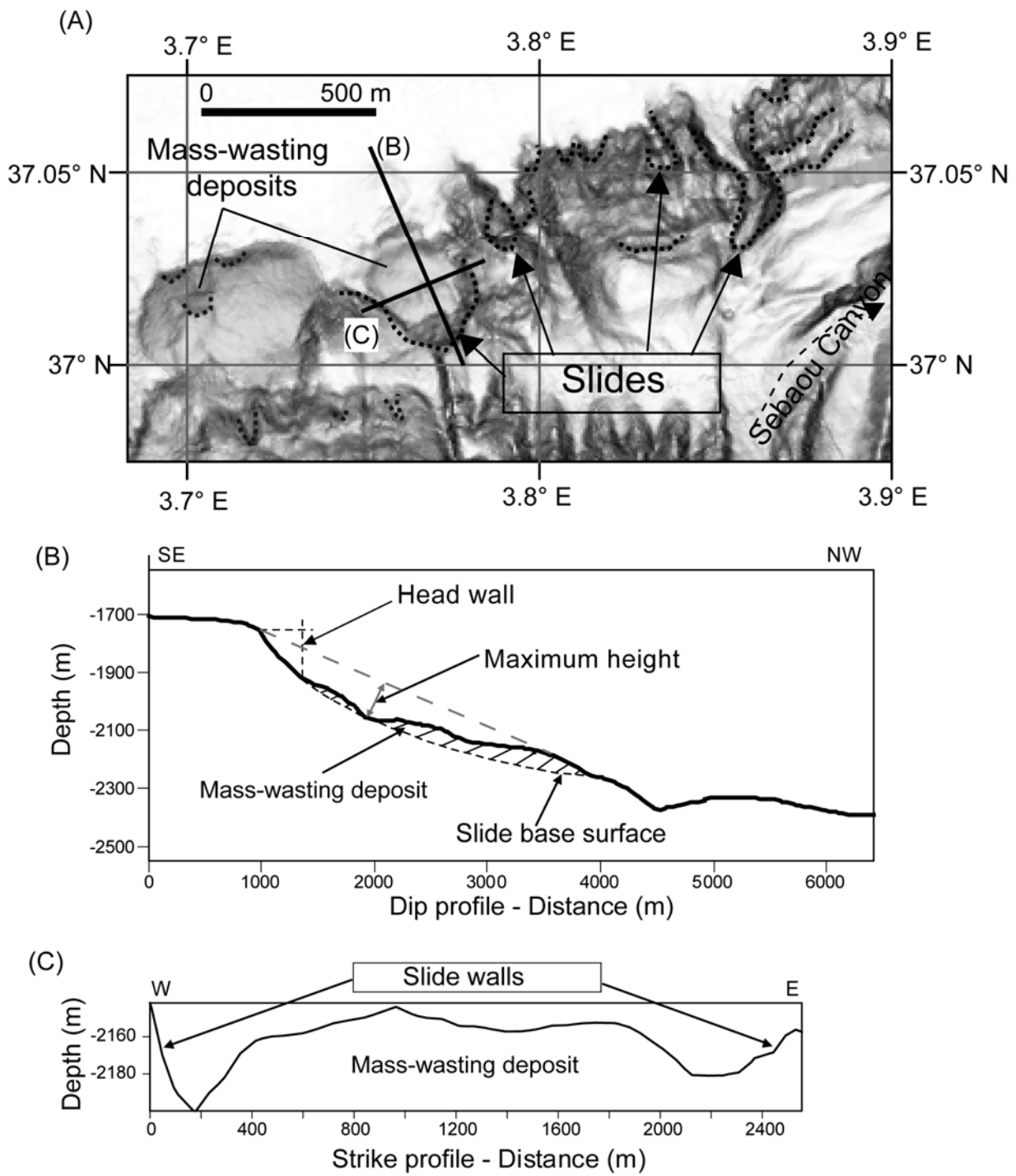


FIGURE 4

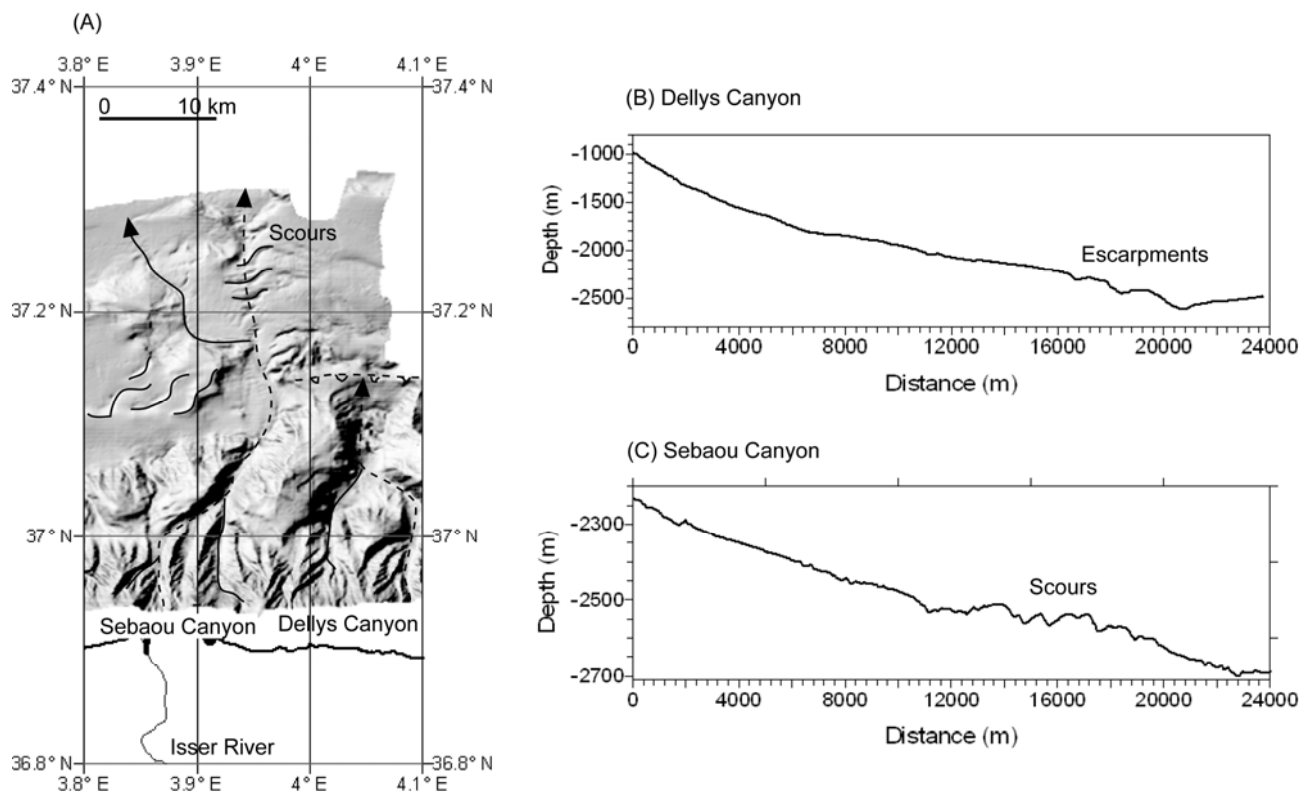


FIGURE 5

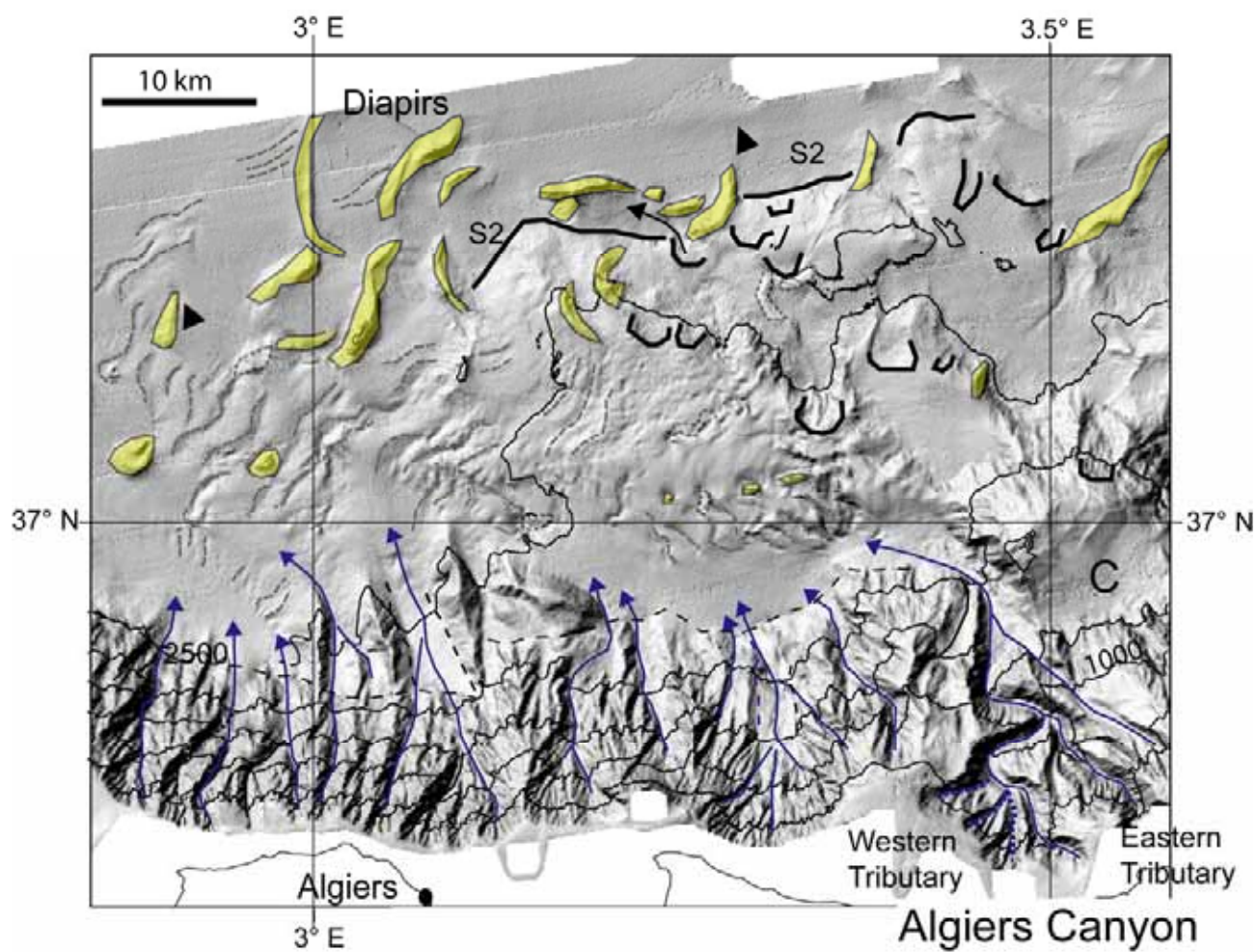


FIGURE 6

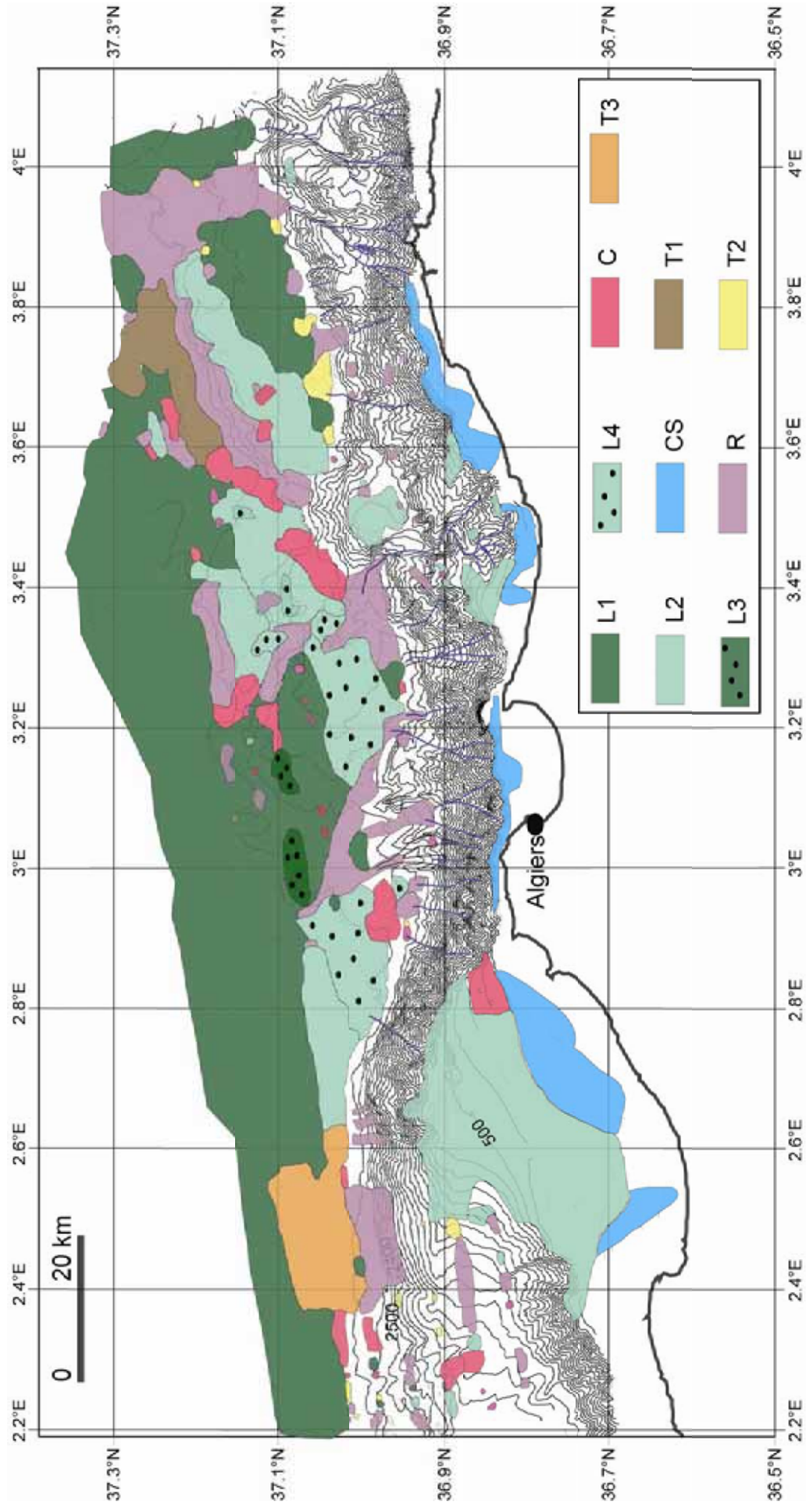


FIGURE 7

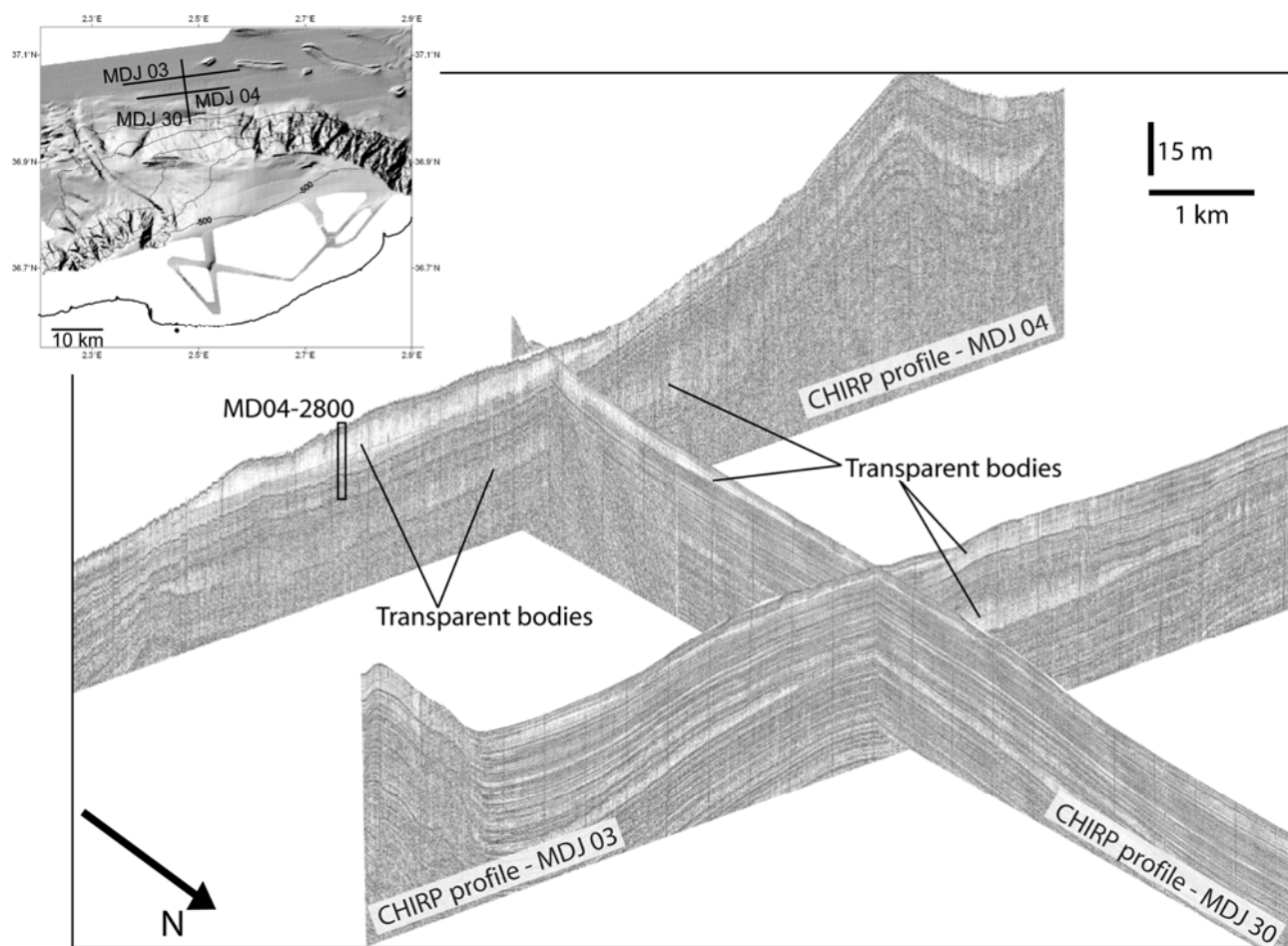


FIGURE 8

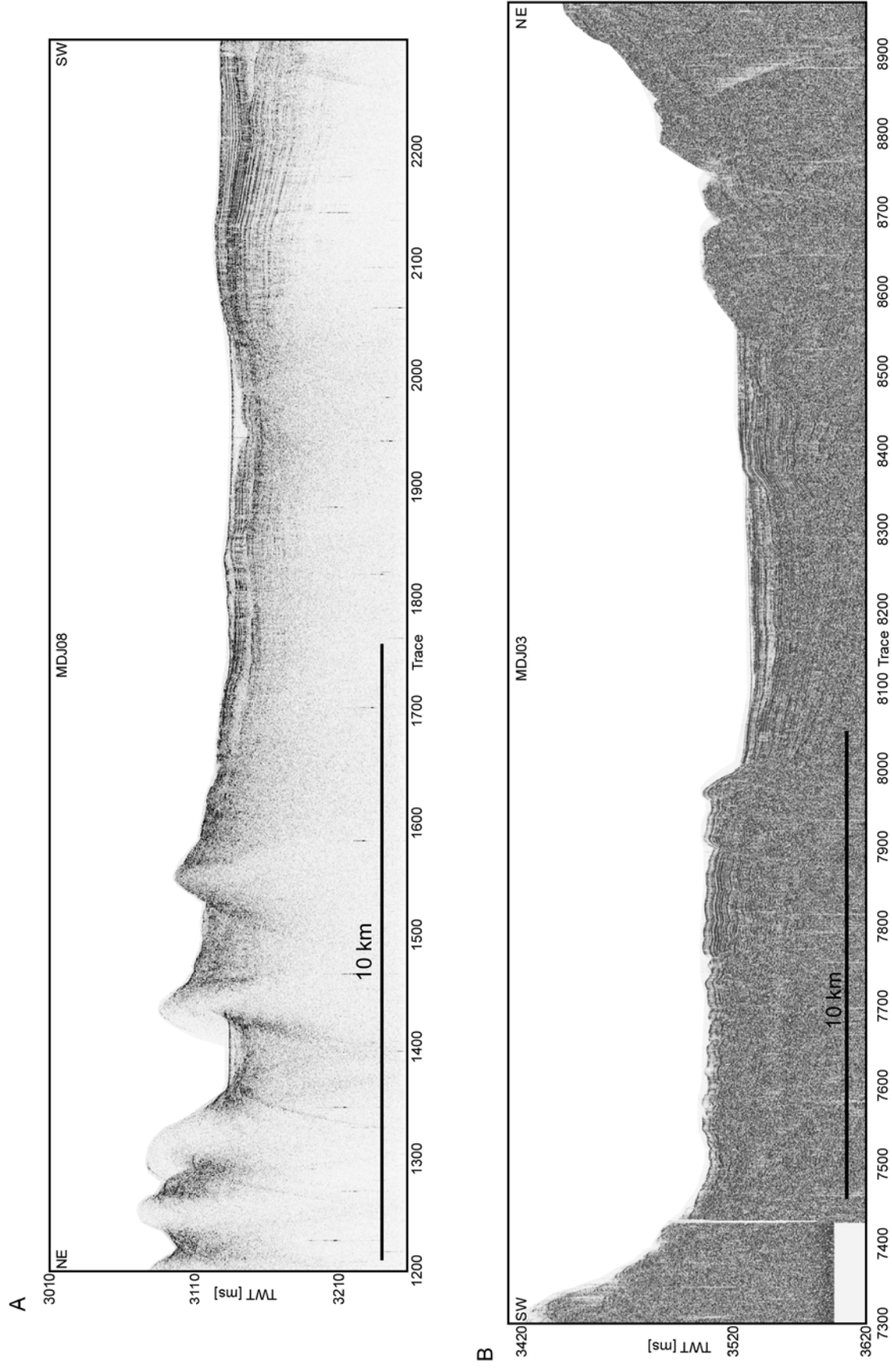


FIGURE 9

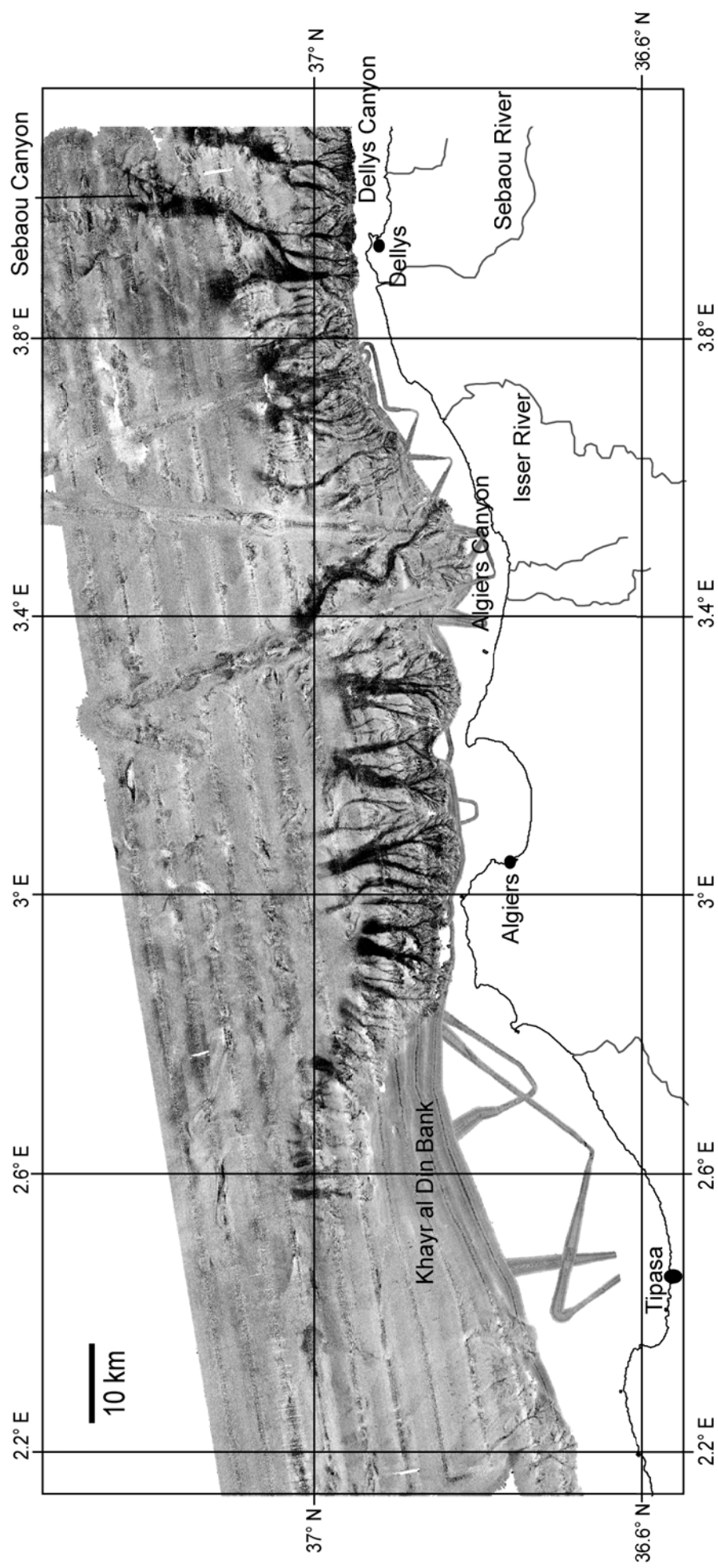


FIGURE 10

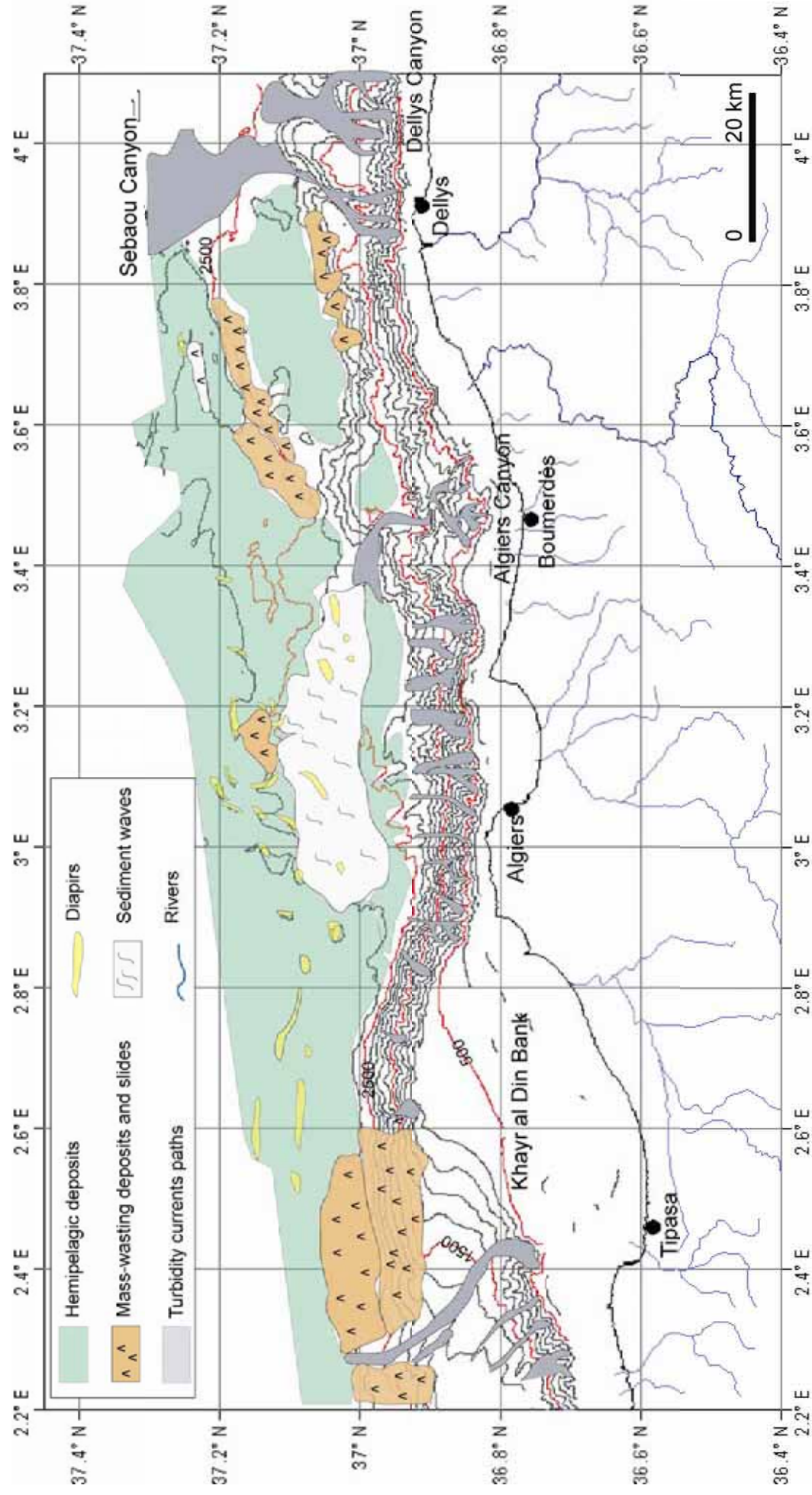


FIGURE 11

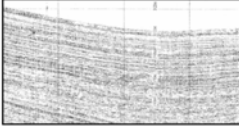
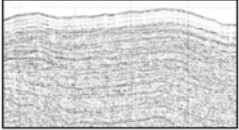
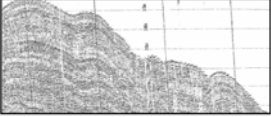
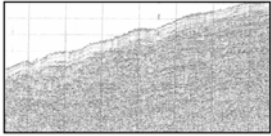
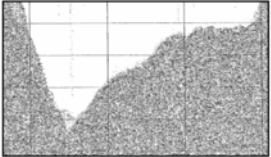

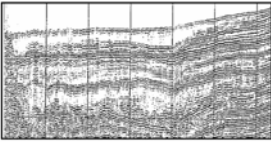
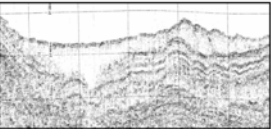
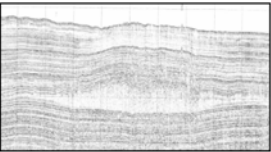

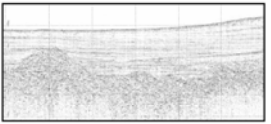
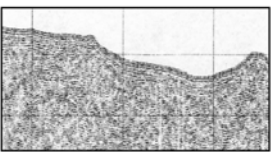
CHIRP Seismic Facies	Example	Core sample	Interpretation
L1: Parallel continuous reflectors L2: Parallel continuous low amplitude reflectors near surface	 	KMDJ-02 KMDJ-03 MD04-2799	Succession of turbidity sequences or/and hemipelagic deposits. Succession of turbidity sequences or/and unconsolidated hemipelagic deposits.
L3: Discontinuous or wavy reflectors L4: discontinuous or wavy, low amplitude reflectors on surface	 	 	Sediment waves ormed by turbidity or bottom curents and hemipelagic intervals. Sediment waves ormed by turbidity or bottom curents and unconsolidated hemipelagic intervals.
R: Rough, non-penetrative seismic facies		 	Coarse sand and gravels typical on a canyon floor.
C: Chaotic internal seismic facies		 	Mass-wasting deposits.
T1: Altenation of transparent layers and bedded, parallel reflectors T2: Transparent, without internal seismic facies, erosive base T3: Transparent, without internal seismic facies, lenticular shape. In surface and burried into bedded reflectors	  	KMDJ-04 and MD04-2798 KMDJ-01 MD04-2800	Hemipelagic intervals and turbidity sequences. Mass-wasting deposits. Mass-wasting deposits.
CS1: Transparent overlying the rough acoustic basement CS2: Parallel reflectors overlying the rough acoustic basement CS3: Rough acoustic basement	  	 	Deposits formed by currents and hemipelagic sedimentation. Deposits formed by currents and hemipelagic sedimentation. Coarser deposits or bedrock outcropping.

TABLE 1

Sediment Core	Water depth (m)	Length (m)	Sediment core setting	Echo facies	Thickness of the mass-wasting deposits (m)	Number of turbidity sequences	Maximum thickness (m)	Average thickness (m)	Frequency (Nb. of sequences/meter)
KMDJ-01	2400	7.83	Foot of the continental slope	T2	2	19	0.10	0.52	3.45
KMDJ-02	1619	6.36	Foot of the slope, eastward Algiers canyon	L1	1.8	6	0.02	0.15	5.71
KMDJ-03	2341	3.73	Foot of the slope, west of Algiers canyon	L1	-	14	0.10	0.27	5.38
KMDJ-04	2711	7.56	Abyssal plain, downslope S1 escarpment	T1	-	25	0.45	0.77	3.31
MD04-2798	2707	28.68	Abyssal plain, downslope S1 escarpment	T1	-	130	1.10	0.73	4.53
MD04-2799	2248	25.30	Upper part of the S1 escarpment	L2	-	85	0.85	0.12	4.16
MD04-2800	2756	27.27	Abyssal plain, downslope Khayr al Din Bank	T3	8-9	107	1.07	0.15	9.86

TABLE 2

Annexe 2: Quantifying the role of sandy-silty sediments in generating slope failures during seismic shaking: example from the Algerian margin

Gabriela DAN^{1,2}, Nabil SULTAN¹, Bruno SAVOYE¹, Jacques DEVERCHERE², Karim YELLES³

(1) IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, Plouzane, France

(2) Université de Bretagne Occidentale, IUEM-CNRS UMR6538, 29280 Plouzane, France

(3) CRAAG, Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Bouzaréah, Algiers, Algeria

Abstract

The northern Algerian margin is a seismically active region, where during the last century, several large magnitude earthquakes took place. This study combines geotechnical and sedimentological data with numerical modelling to quantitatively assess the present-day slope stability along the Algerian margin. Geotechnical laboratory tests, such as cyclic triaxial tests, oedometric tests and vane shear tests were carried out on sediment cores collected on the Algerian margin. The liquefaction potential of a sediment column located at around 30 km from the Boumerdes earthquake epicentre (21st May 2003) was evaluated theoretically for an earthquake of $M=6.8$. We show that thin sand and silt beds such as those described on recovered sediment cores are the main cause of sediment deformation and liquefaction during earthquakes. Numerical calculations showed that liquefaction would appear in the sandy-silty layers and failure may occur during an earthquake characterized by a PGA of 0.2 g and 0.1 g respectively. Moreover, comparison of the predicted slope failure with failure geometries inferred from seafloor morphology showed that earthquakes and subsequent mass movements could explain the present-day morphology of the study area.

Key words: Algerian Margin, slope stability, potential of liquefaction, earthquakes

1. Introduction

Submarine slides, such as those triggered by earthquakes, can generate tsunamis, loss of human lives and affect the coastal and offshore infrastructures. The Great Banks event (1929) following an earthquake is also an exceptional case, where initial slope failures occurred near the earthquake epicentre and were followed by a catastrophic tsunami. The slope failure, transformed into a debris flow, generated a turbidity current that cut off submarine telegraph cables ([Heezen and Ewing, 1952](#); [Piper et al., 1985](#); [Piper et al., 1999](#)). Another example is the Nice international airport collapse. On 16th of October 1979, a part of the airport, meant to be a harbour, collapsed into the sea. The harbour collapse was accompanied by a tsunami wave of 2-3 meters height ([Genesseeux et al., 1980](#)). This catastrophic event caused the loss of human lives and important material damages.

During the last century, northern Algerian cities were affected by damaging earthquakes (**Table 1**). On the 21st of May 2003, a 6.8 M earthquake occurred near Boumerdès, causing more than 2300 deaths and injuring around 10,000 people. Besides human loss, the earthquake produced important damages onshore and offshore (cable breaks). The identification of active faults and the source of the earthquake in the Algiers region were accomplished by different authors ([Bounif et al., 2004](#); [Meghraoui et al., 2004](#); [Déverchère et al., 2005](#); [Semmanne et al., 2006](#)). The values of the seismic hazard in the Algiers area were assessed by [Hamdache et al. \(2002\)](#), [Palaez et al. \(2003\)](#), [Harbi et al. \(2004\)](#).

The phenomenon of liquefaction may appear during co-seismic motion generating deformations and can lead to slope failure. During the last four decades and specially after the two 1964 earthquakes occurred in Alaska (Good Friday, M=9.2) and Japan (Niigata, M=7.5), special attention was devoted to the experimental and theoretical study of the liquefaction phenomena. Work on sediment liquefaction was described in detail in numerous state-of-the-art papers, such as those by [Yoshimi et al. \(1977\)](#), [Seed \(1979\)](#), [Fin \(1981\)](#), [Ishihara \(1993\)](#) and [Robertson and Fear \(1995\)](#). In order to assess

the liquefaction potential, few questions need to be addressed (Kramer, 1996): Is the sediment susceptible to liquefaction? If the sediment is susceptible, will liquefaction occur? If liquefaction is triggered, what damage will generate? Liquefaction susceptibility depends on the geological setting and characteristics of the sediment (grain-size, presence or absence of clay fraction). For instance, only sandy and silty deposits are susceptible to liquefaction during an earthquake (Ishihara, 1984). However, the fact that the sediment may be susceptible to liquefaction does not mean that liquefaction will necessary occur (Kramer, 1996).

Recently, the response of submarine slopes to seismic loading was studied numerically by Biscontin and Pestana (2006). A series of numerical simulations were conducted using the computer program AMPLE2000 (Pestana and Nadim, 2000) in order to investigate the influence of slope inclination, soil thickness and ground motion parameters. Biscontin and Pestana (2006) results show that even for slope angles lower than 5° , the slope inclination remains the key parameter in terms of accumulation of strain and amount of permanent displacement. Regarding the thickness of the sedimentary deposits, it appears that shallow deposits can accumulate larger strains and higher pore pressure ratios than deeper deposits which are able to dissipate the earthquake energy at the end of the earthquake shaking Biscontin and Pestana (2006).

The present work is based on data acquired during three successive oceanographic cruises carried out after the Boumerdes earthquake (Déverchère, 2003; Sultan, 2004, and Savoye, 2005). The main aim of this study is to quantify the risk of slope failures during seismic shaking for a study area from the Algerian margin. The main approaches are: i) to characterize numerically and experimentally the mechanical and physical properties of the sediment in order to evaluate the liquefaction potential of the upper sedimentary layers and ii) to assess the present-day slope stability under two different trigger mechanisms (static and cyclic loading) using numerical models.

2. Geology

Northern Algeria corresponds to the Maghrebian chain. From south to north, the Maghrebian chain can be divided into three units: (1) the external domain (Tellian units) composed of sedimentary units, mainly marls and limestones; (2) the flysch nappes thrusting the External zones, and (3) the Internal domain: composed of Hercynian basement sometimes associated with its sedimentary cover, the “Dorsale Kabyle”, which are relics of the AlKaPeCa domain. According to [Domzig et al. \(2006\)](#), the basement of the study area is composed of Oligo-Miocene sediments or Flyschs units and probably some volcanic deposits. West of Algiers (Khayr al Din bank), the basement probably corresponds to a relic of the Kabylia basement, like nearby Algiers massif.

In the study area, the continental shelf is characterized by a variable width, ranging between 11 and 30 km west of Algiers. East of Algiers, the shelf is almost absent or very narrow with width values between 1 and 8 km ([Dan, 2006](#)). In the westernmost part of the Algiers margin is an elongated plateau, 500 m deep (Khayr al Din bank), which stands above the deep basin by as much as 2700 m (**Figure 1**). The continental slope is steep all over the Algiers area and the 1000 and 2000 m isobaths are reached at a distance of only 5.5 km and respectively 10 km from the coastline. The continental slope is deeply incised by canyons and numerous gullies. Several curved escarpments are visible on the shaded bathymetric map (S1, S2, S3 in **Figure 1** representing the base of each curved escarpment) ([Déverchère et al., 2005](#); [Dan, 2005](#)). Slide scars and mass-transport deposits are commonly observed on slopes, particularly at the base of the slope ([Dan, 2006](#)). The abyssal plain ranges from flat topography to complex morphology (see the deep sea fan offshore Algiers canyon, D3 in **Figure 1**). Different sedimentary basins are delimited by the continental slope break and the deep escarpments (D1, D2, D3 and D4 in **Figure 1**) ([Déverchère et al., 2005](#); [Domzig et al., 2006](#)). As shown by a representative seismic section across the lower slope and deep basin (inset in **Figure 1**), the eastern domain (D1) is a wedged, piggyback basin, where growth strata developed above a thrust ramp rooted below the Messinian salt layer ([Déverchère et al., 2005](#)). The S1 curved escarpment (**Figure 1**) shows that aggradation is slower than the uplift rate of the fault-propagation fold ([Déverchère et al., 2005](#)). From the thickening of strata (**Figure 1**), we observe that tilting of

D1 basin started during the Pliocene, increased during the Quaternary and is still active (Déverchère et al., 2005). The height of the S1 scarp is ~350-400 m, indicating an uplift rate of at least ~0.2 mm/yr, if we refer to the shift of the base of the salt layer (Déverchère et al., 2005). In this work, slope stability assessment will be conducted on the escarpment delimited by the S1 slope break, which seems to be significantly affected by slope instabilities (**Figure 1**).

3. Materials and Methods

3.1. Data set and laboratory tests

Three oceanographic cruises were carried out after the Boumerdès earthquake in the Algiers area: MARADJA (August-September 2003; Déverchère, 2003), PRISMA (May-June 2004; Sultan, 2004), and MARADJA 2 (November-December 2005; Savoye, 2005). Among the acquired data, two sediment cores (MD04-2799 and KMDJ-16), swath-bathymetric data and a side-scan sonar tracks are used for the present study (**Figure 2**). Deep-towed side-scan sonar imagery and 3.5 kHz profiles were collected during the MARADJA 2 cruise (Savoye, 2005) using the French S.A.R. system (*Système Acoustique Remorqué*). The S.A.R. side-scan sonar antenna has a frequency of 200 kHz and the vehicle is towed at about 100 m above the seafloor. During the survey 800 km of sonar profiles were acquired. In this work we present the SAR profile 10, acquired on the escarpment delimited by the S1 slope break (**Figure 2**).

Sedimentary and geotechnical analyses were carried out in the IFREMER laboratory in order to define the lithology and to determine the physical and mechanical properties of the sediments. SCOPIX (X-ray) images were realized on both sediment cores (MD04-2799 and KMDJ-16) at the University Bordeaux I. Sediment core logging was conducted using the Multi Sensor Core Logger (<http://www.geotek.co.uk>) in order to characterize the sediment density or unit weight (γ) and the

compression wave velocities (V_p). Several standard geotechnical analyses were conducted on the sediment cores such as: grain-size measurements using a laser grain-size analyser (COULTER LS130), vane shear test (to determine S_u , which is the undrained shear strength) and oedometer tests. Dynamic geotechnical tests (triaxial cyclic tests) were carried out by “Fugro-France” in order to evaluate the liquefaction potential of the sediments.

3.2. Liquefaction potential: methods

In order to evaluate the liquefaction potential, two primary variables are required: (1) the level of cyclic stress induced by the earthquake on a sediment layer, expressed in terms of cyclic stress ratio (CSR), and (2) the capacity of a sediment layer to resist liquefaction, expressed in terms of cyclic resistance ratio (CRR). Seed and Idriss (1971) formulated the following empirical equation for calculating CSR:

$$CSR = \frac{\tau_{av}}{\sigma'_v} \approx 0.65 \left(\frac{a_{\max}}{g} \right) \left(\frac{\sigma_v}{\sigma'_v} \right) r_d \quad [1]$$

where a_{\max} is the peak horizontal acceleration at the surface of the sediment deposit during an earthquake, g is the gravitational acceleration, σ_v and σ'_v are total and effective overburden stress, respectively, and r_d is a stress reduction factor (Seed et al., 2001).

Evaluation of the cyclic resistance ratio (CRR) has developed along two specific areas of research: methods based on the results of laboratory tests such as cyclic triaxial tests, and methods based on in situ tests and field observations of liquefaction behaviour in past earthquakes. In laboratory testing, the number of shear stress cycles to achieve liquefaction is the basis for expressing the resistance of sediment to the initiation of liquefaction. Liu et al. (2001) developed empirical regression equations that can be used to evaluate the number of uniform shear stress cycles of earthquake shaking as a function of magnitude, site-source distance, site condition, and near-fault rupture directivity effects.

Therefore, based on experimental tests and the number of uniform shear stress cycles evaluated from the diagram of [Liu et al.\(2001\)](#), it is possible to identify the cyclic resistance ratio of the sediment, CRR. The potential for liquefaction can then be evaluated by comparing the earthquake loading (CSR) with the liquefaction resistance (CRR). This is usually expressed as a Factor Of Safety against Liquefaction (FOS_L):

$$FOS_L = \frac{CRR}{CSR} \quad [2]$$

A FOS_L greater than one indicates that the liquefaction resistance exceeds the earthquake loading, and therefore, that liquefaction would not be expected.

We also used a more accurate theoretical software (CYCLIC 1D) developed by [Elgamal et al. \(2002\)](#) and [Yang et al. \(2004\)](#) to evaluate the liquefaction potential of a sediment under a cyclic loading. CYCLIC 1D is a free Internet-based nonlinear Finite Element program for execution of one-dimensional site amplification and liquefaction simulation ([Yang et al., 2004](#)). The input to CYCLIC 1D is a vertical sediment layer profile characterized by its mechanical properties (permeability coefficients, Young's modulus, shear wave velocity, undrained shear strength, unit weight). The unit weight (γ) is obtained from the sediment core using the MSCL. The undrained shear strength (S_u) is measured on the clay sediments using the shear vane, while the sediment permeability is determined from the oedometer tests. The internal friction angle (ϕ') of the sand beds is estimated from the grain size distribution of the sediment ([Das, 1983](#)). The V_s velocities (shear wave velocity) are determined from the following relation:

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad [3]$$

where G is the shear modulus and ρ is the sediment mass density (g/cm^3). G is obtained from the slope of the deviatoric stress (q) shear strain (ϵ_s) curve inferred from the first cycle of the cyclic triaxial tests.

The accelerogram used for the numerical modelling was recorded during the Boumerdès earthquake, onshore at 20 km from the epicentre at the Keddara station ([Louami et al., 2003](#)).

Considering this earthquake accelerogram applied at the base of the sediment layer profile, the horizontal acceleration, the displacement, the excess pore pressure, the shear stress, the shear strain and the effective stress are calculated as a function of depth and time during earthquake shaking. From the CYCLIC 1D output, it is therefore possible to evaluate the potential of liquefaction of a sedimentary column.

3.3. Slope stability assessment

In order to predict and evaluate the effect of earthquake shaking on the slope stability, we used in this work the computer program SAMU-3D (Sultan et al., 2007). SAMU-3D (slope Stability Analysis Method using Upper bound theorem) was developed for 3D slope stability analysis using the upper bound theorem of plasticity (Chen et al., 2001). This upper bound method requires postulating (1) a valid failure surface which satisfies the mechanical boundary conditions, and (2) a kinematically admissible velocity field which satisfies the boundary conditions and permits the determination of strain rates in the soil delimited by the failure surface.

In SAMU-3D, the proposed equation of the postulated failure surface depends on 8 shape parameters ($\alpha, M, \beta, Mz, \delta_1, \delta_2, B, xc$). The failure surface (equation 4) was considered to be flexible as possible in order to accurately identify the most critical failure surface:

$$f(x,y,z)=\Psi(\alpha, M, \beta, Mz, \delta_1, \delta_2, B, xc) \quad [4]$$

For the velocity field, the soil is considered as a Mohr-Coulomb material with an associative flow rule. Therefore, the normal velocity V_n and tangential velocity V_s obey the following relationship (Chen, 1975):

$$V_n/V_s = -\tan(\varphi') \quad [5]$$

where φ' is the internal friction angle. This implies that the plastic velocity is inclined at an angle φ' to the failure plane.

One of the outputs of SAMU-3D is the Factor Of Safety (*FOS* values greater than 1 imply that the slope is stable, while values lower or equal to 1 imply that the slope is unstable) so that the results from the proposed model can be directly compared with those from other methods (i.e. limit equilibrium method).

For a given external mechanism, the 3D critical failure surface corresponding to the minimum *FOS*, is identified by optimisation with respect to the different shape parameters. The evaluation of the stability of a slope becomes a numerical problem of finding a set of variables that gives the minimum *FOS*. In SAMU-3D, the probabilistic optimisation method proposed by [Chen et al. 2001](#) was used showing a rapid convergence to the minimum *FOS* ([Sultan et al., 2007](#)).

4. Results

4.1. Morphology of the study area

The study area, the escarpment delimited by the S1 slope break, is located 20-30 km from the coastline, offshore the town of Dellys (**Figure 1** and **Figure 2**). The escarpment is 350-400 meters high and relatively steep (average slope angle ranges between 10° and 15°). Numerous mass movement features are observed along the escarpment (**Figure 2a**). Mass movement features have small sizes, with a mean surface value of 0.4 km². Destabilized areas seem to be composed by successive mass movements. One destabilized area is located west of the escarpment and it is 1.7 km long down dip and 1.8 km wide across strike direction (**Figure 2a**). **Figure 2c** corresponds to the down-slope profile along the most western mass movement feature (**Figure 2a**). It shows the headscarp and a convex area down-slope, assumed to be the mass transported deposit. The SW-NE across strike section through the same feature depicts the sidewalls and the mass transported deposit (**Figure 2d**).

East of the mass movement feature, described above, a large corridor formed by several small slides is observed on the seafloor morphology (**Figure 2a**). On the side-scan sonar image acquired at the

top of the escarpment, a local collapsed area can be observed (**Figure 3a**). The collapsed area is more than 1 km long in the NS direction and around 4-6 m deep. The area is covered by bedded parallel reflectors overlaid by a low amplitude, transparent seismic facies with good lateral continuity (**Figure 3b**). Down-slope, the sonar image shows evidence of slides and slumped material (**Figure 4a**). The 3.5 kHz seismic profile associated with the SAR image shows slumped material on the lower part of the slope (**Figure 4b**). Up to three successive failure surfaces may be identified on the 3.5 kHz seismic profile (**Figure 4b**). The geometry of the slide suggests that erosional feature identified on the sidescan sonar corresponds to a retrogressive slide. The area is characterized by a rough, non penetrative seismic facies, indicating the presence of coarse or eroded material. A convex feature observed at the bottom of the slope appears to be associated with a mass transported deposit. The maximum thickness of the mass-wasting deposit estimated from the 3.5 kHz seismic profile is about 25-30 meters (**Figure 4b**). Parallel well stratified reflectors cover the D2 deep basin, at 2700 m water depth.

4.2. Sedimentary and geotechnical description

Two sediment cores were collected on the top of the S1 escarpment in order to characterize physical and geotechnical properties of intact sediments (Figure 2-b). Sedimentary description, photography and X-ray analysis were not available when sediment samples were taken for geotechnical tests (see white rectangles on core's logs).

Sediment core KMDJ-16 is 8.67 m long and was collected at 2259 m water depth (**Figure 5a**). The upper part of the sediment core (from the top to 4.2 mbsf) is mainly composed by silty-clay (**Figure 5b**). The lower part of the sediment core (from 4.2 m to the bottom) is characterized by fine to medium sand turbidites alternating with silty-clay intervals (**Figure 5b**). Sand layers are characterized by variable thickness, from 1 cm to 5 cm thick, and alternate with brown clayey hemipelagic units. On the X-ray images realized at different depths illustrate sedimentary features

into the sand layers. **Figure 6a** presents a detail of three discontinuous sand intervals showing upward and downward migration of the sand into the silty-clay sediment. **Figure 6b** and **Figure 6c** show discontinuous structures while **Figure 6d** shows the presence of parallel laminae at the base of a 5 cm thick sand layer. Grain size measurements carried out between 7.35 and 7.62 mbsf (**Figure 6e**) illustrate the predominance of fine sand within the turbidite layers. The unit weight (γ) measurements carried out on sediment core KMDJ-16 show an average value of 17 kN/m³ from the top and down to 4 mbsf (**Figure 5c**). The rest of the sediment core is characterized by γ values ranging between 17 and 21 kN/m³. V_p measurements carried out using the MSCL show a relatively constant values around 1500 m/s for the upper 4 m of sediment, while for the lower part of the core, V_p ranges between 1500 and 1850 m/s (**Figure 5d**). The high γ and V_p values are clearly related to the presence of sandy intervals beneath 4 mbsf. The undrained shear strength (S_u), measured using a vane shear device only on clayey sediment, shows a relative increase with depth, with maximum values of 12 kPa towards the bottom of the sediment core (**Figure 5e**).

The sediment core MD04-2799 is 25.3 m long (**figure 7a**) and was collected at 2248 m water depth. The upper most part of the sediment core, from the top and down to 4.5 mbsf, is dominated by silty-clay, up to 80 % (**figure 7b**). In contrast, very thin silt and fine to medium sand layers alternate with silty-clay intervals are observed beneath 4.5 mbsf. The thickness of the silt and sand layers ranges between 0.2 and 4 cm thick. Sand layers often show erosional bases and fining upward sequences, and we interpret these layers as turbidite deposits. Turbidites are thinner and disappear towards the bottom of the sediment core. Evidence of deformation within the sand layers is also visible on the X-ray images (**Figure 7f**). Sediment core MD04-2799 is characterized by γ ranging between 14 and 16 kN/m³ for the upper part (from 0 to 4.5 mbsf), smoothly increasing with depth below 4.5 mbsf (**Figure 7c**). V_p values measured on sediment core MD04-2799 ranges between 1500 and 1520 m/s for the upper 5 m (**Figure 7d**). V_p slightly increases with depth for the rest of the sediment core, with a maximum value of 1570 m/s at 8 mbsf (**Figure 7d**). The vane shear test measurements show

a linear increase of the S_u with depth, with a maximum value of 28.6 kPa reached at 24.4 mbsf (**Figure 7e**).

4.3. Geotechnical analysis

4.3.1. Oedometers tests

Both sediment cores (KMDJ-16 and MD04-2799) were whole-round sampled at several depth intervals (see white rectangles in **Figures 5a** and **7a**) to carry out oedometer tests (**Table 1**) and cyclic triaxial tests (12 samples for core MD04-2799) (**Table 2**). Ten compressibility tests were carried out on sediment cores MD04-2799 and KMDJ-16 (7 samples from MD04-2799 and 3 samples from KMDJ-16). Results from the compressibility tests are presented in **Table 1** and **Figure 8**. **Figure 8a** shows the diagram of the void ratio (e) vs. the vertical effective stress (σ'_v) for the samples taken at 2.24 mbsf and 3.95 mbsf from MD04-2799 and at 0.83, 1.85 and 2.85 mbsf from KMDJ-16. The **Over Consolidation Ratio** ($OCR = \sigma'_p / \sigma'_v$) (where σ'_p is the preconsolidation stress) inferred from the oedometer tests reveals the consolidation state of the silty-clay intervals from the upper part of the sediment cores (**Figure 9**). One OCR value from KMDJ-16 is found to be greater than 1 at 0.83 m depth, indicating a relatively high overconsolidation state of the uppermost sediments. Three other values are equal or slightly less than 1, while one OCR is equal to 0.57 at 2.85 mbsf (**Table 1**). **Figure 8b** presents the results of five oedometer tests carried out on MD04-2799 samples at 7.42, 12.18, 15.57, 18.42 and 23.60 mbsf. For the sediment located beneath 4.5 m, all OCR values are less than 1, indicating an underconsolidated state of the sediment in this deeper part of the sediment core (**Figure 9**).

4.3.2. Cyclic triaxial tests

Twelve cyclic triaxial tests were carried out on sediment samples from MD04-2799 (**Table 2**). The cyclic tests were designed to identify (1) the build-up of pore pressure generated within the different sediment layers, and (2) the degradation of the sediment stiffness and sediment shear resistance, under different cyclic loadings simulating earthquakes. For each cyclic test, we plotted the following parameters: (a) the changes of the cyclic resistance ratio (*CRR*), $(\Delta q/2\sigma'_{3c})$, where Δq is the deviatoric stress and σ'_{3c} is the initial effective confining pressure; (b) the vertical strain $(\Delta h/h_c)$, where Δh is the axial deformation and h_c is the initial height of the sample; and (c) the excess pore pressure Δu normalised with respect to σ'_{3c} ($\Delta u/\sigma'_{3c}$) as a function of the number of cycles N (**Figure 10**). The results analysis inferred from the cyclic tests allowed us to characterise the liquefaction process and/or sediment failure under cyclic loading in two different ways. Two triaxial cyclic tests, test VI-I and test IX-2, will be presented hereafter, in order to define the two ways to point out the liquefaction process. **Figure 10a** presents the three previously mentioned parameters for the test VI-1 (8.47 - 8.62 mbsf). It seems that the deviatoric stress, $(\Delta q/2\sigma'_{3c})$, cannot be maintained during the triaxial cyclic test (**Figure 10a**). As a first definition of failure, we note that a high vertical strain, $\Delta h/h_c$, exceeding 10 %, is observed after 15 cycles (**Figure 10a**). To define the second type of failure we exhibit the results of the triaxial cyclic test IX-2 performed on sediment located at 12.35-12.5 mbsf (**Figure 10b**). The excess pore pressure exceeding 90 % of σ'_{3c} takes place after only 5 cycles (**Figure 10b**) and we define it as “liquefaction”. A decrease of the deviatoric stress is also observed during this triaxial cyclic test (**Figure 10b**).

Experimental results obtained from the 12 cyclic tests were used in order to draw the variation of *CRR* as a function of the cycles to failure/liquefaction. As a result we found two ways of liquefaction/failure to characterize the Algerian sediment (**Figure 11a**): (1) *upper bound* (failure): grey diamond representing samples, where liquefaction is reached for $\Delta u/\sigma'_{3c} > 0.90$; and (2) *lower bound*: black circles correspond to the samples where failure is reached for a decrease of 40% of the initial applied $\Delta q/2\sigma'_{3c}$. For this second type of sediment failure (criteria based on $\Delta q/2\sigma'_{3c}$), liquefaction was suspected to occur locally in a silty-sandy layer of the heterogeneous sample as it

can be observed **Figure 12**. This failure could correspond to a localized liquefaction of the sandy layer which was not recorded by the pore pressure sensors, since they are connected to the top and the bottom of the sample.

4.4. Potential of liquefaction

The sedimentary description of the two cores (MD04-2799 and KMDJ-16) revealed the presence of numerous sandy layers, which are highly susceptible to liquefaction during an earthquake ([Ishihara, 1984](#)). When saturated granular sediment is exposed to strong earthquake ground shaking, the grains have a tendency to compact, squeeze together, and reduce its space. Since the duration of the cyclic loading is too short to allow the drainage of water, a decrease in the effective confining stress and a subsequent increase of equal magnitude in the pore water pressure will occur. When the sand is loose enough and the magnitude of the cyclic shear stress is high enough, the vertical effective stress drops to zero (i.e. [Ishihara, 1985](#)) and liquefaction is reached.

To evaluate the liquefaction potential we applied the method of the FOS_L ([Seed et al., 2001](#)), previously described. The liquefaction potential was evaluated for an earthquake of $M=6.8$ (similar to the Boumerdès earthquake) and a sediment located at 25 km from the epicentre (S1 escarpment is located 25-30 km off coastline). The FOS_L calculated for different values of Peak Ground Acceleration ($PGA = 0.10\text{ g}$, 0.15 g , 0.20 g and 0.25 g , where g is the gravitational acceleration) is plotted vs. the depth at the different locations where cyclic tests were conducted (between 7 and 17 mbsf) (**Figure 11b**). For a PGA of 0.10 g and 0.15 g , the FOS_L is always greater than 1. A FOS_L equal to 1 is found for a PGA of 0.20 g at 7 and 17 mbsf (**Figure 11b**).

A synthetic profile characterized by 18 layers was defined based on the geological and geotechnical laboratory tests carried out on both sediment cores (**Table 3**). The accelerogram recorded during the Boumerdès earthquake, onshore at 20 km from the epicentre at the Keddara station ([Louami et al., 2003](#)) is applied at the base of the sedimentary column, that we assumed being at 40 mbsf. In the

lack of any data concerning the substratum location and the sedimentological data below layer 18, we argue that the unit weight between layer 18 and the bedrock is high enough to conserve the accelerogram recorded at the Keddara station.

Based on the diagram given by [Idriss \(1985\)](#), where the PGA is given as a function of the earthquake magnitude (M) and the distance to the epicentre (d), we can estimate the mean PGA induced by the Boumerdes earthquake ($M = 6.8$). For an area located at 25-30 km from the earthquake epicentre and a M of 6.8, the induced PGA ranges between 0.15 g and 0.2 g. The results of the numerical modelling obtained using CYCLIC 1D for PGAs of 0.1 g and 0.2 g are presented in **Figure 13**. The horizontal accelerations induced by the two levels of shaking, 0.1 g and 0.2 g, show curves with a similar trend, with an amplification of the horizontal acceleration at the upper sedimentary column. The horizontal acceleration remains quasi constant between 20 and 40 mbsf for the two applied values of PGA, confirming our initial hypothesis about the preservation of the accelerogram for a high unit weight (**Figure 13a**). Regarding the excess pore pressure predicted from the two numerical models, a significant increase of the excess pore pressure in the sand and silt layers is clearly evidenced (**Figure 13b**). For a PGA of 0.1 g a maximum excess pore pressure of 23.7 kPa is reached between 8 and 10 mbsf, while the maximum excess pore pressure value doubles at the same depth with a PGA of 0.2 g. A decrease of the vertical effective stress is observed in the sand and silt layers for a PGA of 0.1 g (**Figure 13b**). However, vertical effective stress reached zero at 5 and 7 mbsf for an earthquake characterized by a PGA of 0.2 g (**Figure 13c**). From the numerical calculations carried out using CYCLIC 1D it seems that sand and silt layers from cores KMDJ-16 and MD04-2799 are susceptible to liquefaction under an earthquake characterized by a PGA of 0.2 g. The results are in good agreement with the results obtained based on the [Seed et al. \(2001\)](#) method.

4.5. Slope stability assessment (*SAMU-3D*)

Numerical calculations were conducted in order to evaluate the slope stability in an area west of the location of sediment core MD04-2799 (**Figure 14a**). The study area is characterized by a mean slope angles of 5° (**Figure 2b**) and it is the only area not affected by gravitational processes. The 18 layers model used for the Cyclic 1D model, was simplified into nine parallel sediment layers used for the 3D-slope stability assessment (**Table 4**). Two calculations based on two different scenarios were performed for this area. The first scenario considers the slope stability under static conditions. Only the static physical properties of the sediments (unit weight, internal friction angle and undrained shear strength) are considered. When sediment is sheared under an applied stress, the produced excess pore pressure may (drained conditions) or may not (undrained conditions) escape depending on the permeability of the sediment and the period of time available. Under gravity loading, both drained and undrained conditions are considered. However, under such conditions, failure probably occurs under drained conditions which typically generate higher shear strength and therefore higher *FOS*. Slope stability assessment under gravity loading includes both total stress (undrained conditions) and effective stress (drained conditions) analyses with the aim of determining under which conditions the sediment is less stable. The internal friction angle of the clay was not determined experimentally in this work, but we considered typical values from literature ([Das, 1983](#)).

The second scenario concerns the slope stability evaluation under an earthquake, where applied loading conditions are estimated from the results of the CYCLIC 1D simulation (**Table 4**). For this dynamic scenario, slope failure is assumed to occur under undrained conditions, because earthquake loading is rapid and the excess pore pressure does not have enough time to dissipate.

4.5.1. Slope stability assessment under static loading

An optimization procedure step, such as the one described by [Sultan et al. \(2007\)](#), has been used in order to find the minimum *FOS* and the most critical failure surface. Under undrained conditions, 25,000 calculations were necessary to obtain the minimum *FOS*, which equals to 1.45 and which

indicates that the slope is stable under undrained conditions (**Figure 15a**). However, if failure occurs, a critical failure can be predicted and was projected on the shaded bathymetric map (red surface in **Figure 14b**). Its surface is 0.82 km long and 0.40 km wide (**Figure 16a**). **Figure 16b** presents the cross section through the predicted failure surface along the Neutral Line (symmetry axis of the failure surface) and shows a maximum depth of the failure surface of 30 m, similar with the headscarps observed on the seafloor morphology.

A second calculation is carried out under drained conditions with a ϕ' value of 25° for silty- clay deposits. The *FOS* is found equal to 5.5 (**Figure 15b**), almost 4 times higher than the *FOS* calculated for undrained conditions.

4.5.2. Slope stability assessment under cyclic loading

In SAMU-3D, the horizontal acceleration generated by an earthquake is modelled using a pseudo-static method, in which the inertial force caused by ground acceleration is applied as an effective static load (Pestana et al, 2000). For the present scenario, the 3D slope stability assessment is carried out by taking into account only the average value of the horizontal acceleration obtained with the CYCLIC 1D software and which represents 50% of the PGA. The increase of the excess pore pressure under an earthquake into the silt and sand layers is very significant: the excess pore pressure derived from CYCLIC 1D modelling shows that under a PGA of 0.2 g, liquefaction may be triggered in shallow silty-sandy deposits, while for a PGA of 0.1 g the excess pore pressure is about 50 % of the lithostatic stress at around 5 mbsf.

For the present scenario and for a PGA of 0.1 g (horizontal acceleration of 0.05 g), a *FOS* equal to 1.01 was obtained after 25000 step calculations. Then, an earthquake characterized by a PGA of 0.1 g is enough to generate a slope failure in the considered area (**Figure 15c**). The most critical failure surface (lowest *FOS*) for earthquake loading is projected in **Figure 14b**, and corresponds to a 1.19 km long and 0.43 km wide surface (**Figure 16c**). The maximum thickness of the failure surface is

obtained from the cross section through the predicted failure surface along the Neutral Line and it is about 30 m (**Figure 16d**). Such a surface is comparable to the headscarp values of the existing slides.

5. Discussion

Slides morphology and depositional setting

From a morphological point of view, the slides observed along the S1 escarpments seem to correspond to cohesive slides. The term cohesive slides was defined by [Hampton et al. \(1996\)](#) as slope failures with allochthonous material from the failure occurring near the headscarp. The mean volume of the sediment involved into the slides is about 6.10^6 m^3 . Slope failures have been initiated at different locations on the S1 escarpment. It seems that headscarps do not coincide with the maximum slope gradient (**Figure 2b**), indicating that the slope is not a major parameter controlling the initiation of slides in the study area. The minor effect of the slope gradient on the initiation of slides was previously mentioned in the literature ([Hampton et al., 1996](#); [Booth et al., 1993](#); [McAdoo et al., 2000](#); [Sultan et al., 2004](#); [Hühnerbach and Masson, 2004](#); [Lastras et al., 2006](#)). The slides may initiate on weak layers, which in our case correspond to silt and sand layers. The collapsed area observed on the top of the escarpment is probably linked to the disturbance of sand layers which could act as weak layers.

Sediment cores MD04-2799 and KMDJ-16 are located on both sides of the slide corridor, as observed in **Figure 2**. Both sediment cores were used as references for geotechnical and physical properties of the intact sediment from the area. Based on the sedimentary analysis, depositional processes appear to be similar on both sides of the corridor. The upper part of the sediment cores, from the top down to 4.2-4.5 mbsf, is composed by silty-clays deposits contrasting with the lower part of the cores (deeper than 4.2-4.5 mbsf), where thin silty and sandy turbidites alternate with

silty-clay intervals. Accordingly, sediment depositional pattern seem to have changed above 4.2-4.5 mbsf for both MD04-2799 and KMDJ-16 sediment cores.

Factors promoting slope failures

Slope failures initiate when downslope driving forces exceed the resisting forces. Several factors may be considered responsible for the initiation of slope failures ([Hampton et al., 1996](#); [Locat et Lee, 2002](#)), although in the present study the major pre-conditioning factor is the presence of silt and sand layers, and the most likely triggering factor is the earthquake shaking.

Earthquake-induced liquefaction is initiated in the silt and sand layers, generating high excess pore pressures (**Figure 13b**). The triaxial cyclic tests and numerical modelling carried out in order to evaluate the liquefaction potential of the Algerian sediment showed that liquefaction may be initiated in sand and silt layers with an earthquake generating a PGA of 0.2 g (**Figures 11b, 13c**). Generally, cyclic triaxial tests are carried out in homogeneous sediments. In contrast, our tests were made on heterogeneous sediment, in order to characterize the mechanical behaviour of the thin silt and sand layers alternating with silty clays. The laboratory tests showed that liquefaction occurs in the thin silt/sand layers, even if a significant increase of the pore pressure is not registered by the triaxial cell sensors.

Disturbance of the sand layers, including sand injections into overlying sediment, discontinuous lamination and massive remoulded structures, were pointed out on the X-ray images of both sediment cores (MD04-2799 and KMDJ-16). The upward sand injections probably due to liquefaction and excess pore pressure could be the cause of the observed collapses in the study area. Evidence of seafloor collapse was detected on the 3.5 kHz seismic profile (**Figure 3b**), on top of the escarpment and near the MD04-2799 core site. Beyond the liquefaction process, the excess pore pressure generated by a seismic event may migrate during or shortly after the period of the earthquake shaking and can be trapped under a layer characterized by a slower dissipation of the

pore pressure. The result may be a decrease in effective stress and in stiffness or strength which may cause larger deformations that otherwise would not be present (Biscontin and Pestana, 2006). Both sediment cores, KMDJ-16 and MD04-2799, are characterized by complex consolidation histories. Possibly, the underconsolidation state of the sediment could be related to a high sedimentation rate while overconsolidation state could be linked with an erosive event. Sediment core KMDJ-16 presents a decrease of the consolidation state with depth (**Figure 9**) while core MD04-2799 shows normally consolidated sediment downcore to 7.42 mbsf and underconsolidated sediment between 12 and 23 mbsf (**Figure 9**). For the two cores studied in this work, the sediment consolidation state did not fit with a coherent sedimentation history (uniform trend of consolidation state) which makes us believe that the underconsolidated sediment is related to a secondary process, such as earthquake-induced liquefaction, and not to the sediment deposition history. The excess pore pressure generated in sandy-silty layers after liquefaction may migrate upward into more clayey sediments. During liquefaction the *OCR* of the sand layers is equivalent to zero, while the *OCR* of the silty clay deposits in contact with the liquefied layers significantly decreases. Sediments from cores MD04-2799 and KMDJ-16 are characterized by *OCR* values ranging from 0.52 to 0.61 indicating that pore pressure may have been dissipated and the sediment has re-consolidated after the liquefaction phenomena. Therefore, we argue that the disturbance features observed on the two sediment cores, are not very recent and they are probably not related to the 2003 Boumerdes earthquake. The disturbance may probably correspond to a cumulative effect of many previous shaking events.

On the other hand, the calculation results from SAMU-3D software show that the slope is less stable under undrained conditions. The study area is characterized by a *FOS* equal to 1.45 under undrained conditions and static loading, decreasing to 1.01 under cyclic loading. This implies that slope failure may occur during an earthquake generating a PGA equal to 0.1 g. A maximum PGA of 0.1 g would correspond to an earthquake of magnitude 5.9 to 6.3, occurring at 25-30 km from the study area. The disagreement between the measured *OCR* indicating old disturbance features and

the SAMU-3D calculation results is probably related to the pseudo-static method used in SAMU-3D. According to [Pestana et al. \(2000\)](#) the use of the pseudo-static method is not always a useful measure since a *FOS* less than 1 does not necessarily imply slope failure with large movement of the slide mass. The geometry of the layers represents another limitation for the slope stability assessment since we considered the layers as parallel to the seafloor and continuous all over the study area. However, even if slope failures have not occurred at the sediment cores location during the Boumerdes earthquake, other slope failures may have been initiated during this event.

Conclusion

To relate coarse-grained sediments with slope instability in an earthquake active area, such as the Algerian margin, different methods have been used. The main results of the present work are the following:

1. The morphological analysis revealed the presence of numerous destabilized areas along the S1 escarpment. The destabilized zones were created by several cohesive slides, characterized by a mean surface area of 0.4 km².
2. The sedimentary description of the available sediment cores, MD04-2799 and KMDJ-16, showed the presence of numerous thin silt and sand layers which are susceptible to liquefaction and play the role of “weak” layers during an earthquake. Moreover, sedimentary features such as sand injections into the overlying sediment or lateral thickness variability of the sand layers were identified based on the X-ray images and are likely associated with the liquefaction of the sand layers.
3. The laboratory geotechnical measurements revealed the underconsolidated nature of the sediment from the study area at different depths. The underconsolidated state of the sediment was likely associated with the sand layers liquefaction and diffusion of the high excess pore pressure in the overlying silty clay deposits. From the OCR profile, we suggest that the

disturbance features (liquefaction, collapse area) identified in the area where the sediment cores were collected are not very recent, and consequently, are not related to the 2003 Boumerdès earthquake.

4. The numerical calculations using Cyclic 1D and the [Seed and Idriss \(1971\)](#) empirical model showed that liquefaction of the shallow sandy-silty layers may occur during an earthquake characterized by a PGA of 0.2 g.
5. The calculation results using SAMU-3D showed that the study area is characterized by a *FOS* equal to 1.45 under static, undrained loading and decreases to 1.01 under cyclic loading, implying that failure may occur during an earthquake similar to the Boumerdes earthquake. The disagreement between the SAMU-3D calculation results and the fact that the study area was not failed during the Boumerdès earthquake is probably related to the use of the pseudo-static method in SAMU-3D and the layer geometry considered being parallel to the seafloor, probably underestimating the *FOS*. On the other hand, the shape of the most critical failure surface predicted from the numerical modelling is similar to the shape and size of slides located in the study area confirming that an earthquake failure mechanism could account for the present morphology of the study area.
6. To better predict future failures in this area, we need a better knowledge of the spatial extent of the sand layers. Heterogeneity of the sandy layers could have a great impact on local sediment stability and could explain the small size of the observed slides. We also need more knowledge of the spatial and temporal pore pressure variations in sandy layers during earthquakes, requiring in-situ piezometer monitoring will be necessary. Dating of the observed slide by sampling the exposed scars and the mass wasted deposits could also improve our comprehension regarding the relationship between earthquake and slide initiation along the Algerian margin.

Acknowledgements

This work has been developed within the EURODOM European Project (contract RTN2-2001-00281). Financial support was provided by IFREMER and the *Agence Nationale de Recherche* (ISIS). The support by officers and crew during MARADJA 2003, PRISMA and MARADJA 2 cruises is greatly appreciated. The authors thank E. Gràcia and H. Lee for their comments and suggestions that significantly improved the paper.

References

- Baptista, M. A., Miranda, P.M.A., Miranda, J.M., Mendes Victor, L. (1998). "Constraints on the source of the 1755 Lisbon tsunami inferred from numerical modelling of historical data." *J. Geodyn* 25(2): 159-174.
- Biscontin, G., Pestana, J.M. (2006). "Factors affecting seismic response of submarine slopes." *Natural Hazards and Earth System Sciences* 6: 97-107.
- Booth, J. S., O'Leary, D.W., Popenoe, P., Danforth, W.W. (1993). "U.S. Atlantic continental slope landslides: their distribution, general attributes, and implication." In: Schwab, W.C., Lee, H.J., Twichell, D.C. (Eds.), *Submarine landslides: Selected Studies in the U.S. Exclusive Economic Zone*, U.S. Geol. Surv. Bull. 2002: 14-22.
- Bounif, A., Dorbath, C., Ayadi, A., Meghraoui, M., Beldjoudi, H., Laouami, N., Frogneux, M., Slimani, A., Alasset, P.J., Kharroubi, A., Ousadou, F., Chikh, M., Harbi, A., Larbes, S. and Maouche, S. (2004). "The 21 May 2003 Zemmouri (Algeria) earthquake Mw 6.8: Relocation and aftershock sequence analysis." *Geophysical Research Letters* 31(L19606, doi:10.1029/2004GL020586).
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Langva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P. (2004). "Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project." *Marine Geology* 213: 9-72.
- Chen, W. F. (1975). "Limit Analysis and Soil Plasticity." Elsevier Scientific Publishing Co.; New York.
- Chen, Z., Wang, X., Haberfield, C., Yin, J., Wang, Y? (2001). "A three-dimensional slope stability analysis method using the upper bound theorem, Part I: Theory and methods." *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 38: 369-378.
- Das, B. M. (1983). "Advanced Soil Mechanics." Taylor and Francis Publisher: p. 425.

- Déverchère, J. (2003). "MARADJA cruise report, IUEM."
- Déverchère, J., Yelles, K., Domzig, A., Mercier de Lépinay, B., Bouillin, J.P., Gaullier, V., Bracène, R., Calais, E., Savoye, B., Kherroubi, A., Le Roy, P., Pauc, H. and Dan, G. (2005). "Active thrust faulting offshore Boumerdes, Algeria, and its relations to the 2003 Mw 6.9 earthquake." *Geophysical Research Letters* 32(L04311).
- Domzig, A., Yelles, K., Le Roy, P., Charlotte, Déverchère, J., Bouillin, J.P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., Pauc, H. (2006). "Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA '03 cruise)." *C. R. Geoscience* 338: 80-91.
- Elgamal, A., Yang, Z., Parra, E. (2002). "Computational modeling of cyclic mobility and post liquefaction site response." *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 22: 259-271.
- Finn, W. D. L. (1981). "Liquefaction potential: developments since 1976." In: *Proceedings of the 1st International Conference of Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics*; St Louis 2; S. Prakash (Ed.), Univ. of Missouri-Rolla. May.: 655-681.
- Gracia, E., Danobeitia, J.J., PARSIFAL Team (2003). "Mapping active faults offshore Portugal (36°N-38°N): implications for seismic hazard assessment along the southwest Iberian margin." *Geology* 31(1): 83-86.
- Hamdache, M., Palaez, J.A, Lopez Casado, C. (2002). "Probabilistic seismic hazard assessment in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity." *International Workshop on Seismic Analysis and Hazard Assessment in Mediterranean Region*. Antakya, Turkey.
- Hampton, M. A., Lee, H.J., Locat, J. (1996). "Submarine landslides." *Reviews of Geophysics* 34: 33-59.
- Harbi, A., Maouche, S., Ayadi, A., Benouar, D., Panza, G.F., Benhallou, H. (2004). "Seismicity and Tectonic Structures in the Site of Algiers and its Surroundings: A Step Towards Microzonation." *Pure and Applied Geophysics* 161: 949-967.
- Heezen, B. C., Ewing, M. (1952). "Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand

- Banks earthquake." *Am. J. Sci* 250: 849-873.
- Hühnerbach, V., Masson, D.G. (2004). "Landslides in the North Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour." *Marine Geology* 213: 343-362.
- Idriss, I. M. (1985). "Evaluating seismic risk in engineering practice." 11th International Conference of soil mechanics and foundation engineering; San Francisco 1: 255-320.
- Ishihara, K. (1984). "Post-Earthquake Failure of a Tailings Dam due to Liquefaction of the Pond Deposit." *Proc. Int. Conf. on Case Histories in Geotechnical Engrg.* St Louis, Missouri 3: 1129-1143.
- Ishihara, K. (1985). "Stability of Natural Deposits During earthquakes." 11th International Conference of soil mechanics and foundation engineering, Proceedings, San Francisco 1: p. 321-376.
- Ishihara, K. (1993). "Liquefaction and flow failure during earthquake. The 33rd Rankin Lecture." *Géotechnique* 43(3): 351-415.
- Kramer, S. L. (1996). "Geotechnical Earthquake Engineering." 653 p. ; Prentice Hall, New Jersey.
- Laouami, N., Slimani, A., Bouhadad, Y., Nour, A., Larbes, S. (2003). "Analysis of Strong Ground Motions Recorded during the 21st May, 2003 Boumerdes, Algeria, Earthquake,." *CSEM Newsl.* 20(5-7).
- Lastras, G., Canals, M., Amblas, D., Ivanov, M., Dennielou, B., Droz, L., Akhmetzhanov, A., TTR-14 Leg 3 Shipboard Scientific Party (2006). "Eivissa slides, western Mediterranean Sea: morphology and processes." *Geo-Marine Letters* 26: 225-233.
- Liu, A. H., Stewart, J.P., Abrahamson, N.A., Moriwaki, Y. (2001). *J.Geotech. Geoenviron. Eng.* 127(12): 1017– 1026.
- Locat, J., Lee, H.J. (2002). "Submarine landslides: advances and challenges." *Can. Geotech. Journ.* 39: 193-212.
- McAdoo, B. G., Pratson, L.F., Orange, D.L. (2000). "Submarine landslide geomorphology, US continental slope." *Marine Geology* 169: 103-136.

- Meghraoui, M., Maouche, S., Chemaa, B., Cakyr, Z., Aoudia, A., Harbi, A., Alasset, P.J., Ayadi, A., Bouhadad, Y. and Benhamouda, F. (2004). "Coastal uplift and thrust faulting associated with the Mw=6.8 Zemmouri (Algeria) earthquake of 21 May, 2003." *Geophysical Research Letters* 31(L19605, doi:10.1029/2004GL020466).
- Palaez, J. A., Hamdache, M., Lopez Casado, C. (2003). "Seismic hazard in Northern Algeria using spatially-smoothed seismicity. Results for peak ground acceleration." *Tectonophysics* 372: 105-119.
- Pestana, J. M., Nadim, F. (2000). "Nonlinear site response analysis of submerged slopes." Tech. Rep. UCB/GT/2000-04, Department of Civil and Environmental Engineering.
- Pestana, J. M., Biscontin, G., Nadim, F., Andersen, K. (2000). "Modeling cyclic behavior of lightly overconsolidated clays in simple shear." *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 19(7): 501-519.
- Piper, D. J. W., Shor, A.N., Farre, J.A., O'Connell, S., Jacobi, R. (1985). "Sediment slides around the epicenter of the 1929 Great Banks earthquake." *Geology* 13: 538-541.
- Piper, D. J. W., Cochonat, P., Morrison, M.L. (1999). "The sequence of events around the epicenter of the 1929 Great Banks earthquake: initiation of debris flow and turbidity current inferred from sidescan sonar." *Sedimentology* 46: 79-97.
- Robertson, P. K., Fear, C.E. (1995). "Liquefaction and sands and its evaluation." Keynote lecture. In: IS Tokyo '95, Proceedings of the 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering; K. Ishihara (Ed.), A.A. Balkema, Amsterdam.
- Savoye, B. (2005). "Maradja 2 cruise report, IFREMER."
- Seed, H. B., Idriss, I.M. (1971). "Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential." *Journ. of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE* 97(SM9): 1249-1273.
- Seed, H. B. (1979). "Soil liquefaction and cyclic mobility evaluation for level ground during earthquakes." *Journ. of the Geotech. Engineering Division, ASCE* 105(GT2): 201-255.
- Seed, R. B., Cetin, K.O., Moss, R.E.S., Kammerer, A.M., Wu, J., Pestana, J.M., Riemer, M.F.,

- (2001). "Recent Advances in Soil Liquefaction Engineering, and Seismic Site Response Evaluation. Paper." I.20; University of California, Berkeley, California.
- Semmane, F., Campillo, M. and Cotton, F. (2005). "Fault location and source process of the Boumerdes, Algeria, earthquake inferred from geodetic and strong motion data." *Geophysical Research Letters* 32(L01305, doi:10.1029/2004GL021268).
- Sultan, N. (2004a). "PRISMA cruise report, IFREMER."
- Sultan, N., Cochonat, P., Cayocca, F., Bourillet, J.-F., Colliat, J.-L. (2004b). "Analysis of submarine slumping in the Gabon continental slope, In High-Resolution Geophysical Studies of Continental Margins Geohazards." Special issue of *AAPG Bulletin* 88(6): 781-799.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berné, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S. (2007). "Analysis of slope failures in submarine canyon heads: an example from the Gulf of Lions." *Journ. Geoph. Research* doi: 10.1029/2005JF000408.
- Yang, Z., Lu, J., Elgamal, A. (2004). "A web-based platform for computer simulation of seismic ground response." *Advances in Engineering Software* **35**: 249-259.
- Yoshimi, Y., Richart, F.E., Prakash, S., Balkan, D.D., Ilyichev, Y.L. (1977). "Soil dynamics and its application to foundation engineering." In: *Proceedings of the 9th International Conference of Soil Mechanics and Foundation Engineering, Tokyo* **2**: 605-650.

Tables caption

Table 1: Oedometer tests carried out on two sediment cores (MD04-2799 and KMDJ-16) showing generally an underconsolidated sediment

Table 2: Summary of the cyclic tests carried out on samples from the sediment core MD04-2799.

Table 3: Geotechnical properties of each layer used for Cyclic 1D, where γ is the unit weight; S_u is the undrained shear strength; ϕ' is the internal friction angle and V_s is the shear wave velocity. Permeability is determined from oedometer tests.

Table 4: Geotechnical properties of each layer used in SAMU 3D model, where γ is the unit weight; S_u is the undrained shear strength; ϕ' is the internal friction angle. The horizontal acceleration is calculated using Cyclic 1D model for an earthquake of a $PGA = 0.1$ g.

Figures caption

Figure 1: Shaded bathymetric map offshore Algiers (Algerian margin) showing the main morphological features and the location of the study area (S1 escarpment). Interpretative 6-channel seismic profile (see AA' line for location) showing the location of thrust ramps inferred from the seismic reflectors geometry (Déverchère et al., 2005).

Figure 2: Study area located on the S1 escarpment with (a) shaded bathymetric map showing slides on the S1 escarpment and the location of the sonar profile SAR 10, sediment cores MD04-2799 and KMDJ-16; (b) slope map of the same area; (c) bathymetric down dip profile through the westernmost slide area (location on b) showing the slide headscarp and slumped material down slope and (d) bathymetric strike profile showing slumped material into the slide area.

Figure 3: SAR 10 sonar image and the 3.5 kHz seismic profile (location in Figure 2-a) showing a collapsed area on the top of the S1 escarpment

Figure 4: SAR 10 sonar image and the 3.5 kHz seismic profile (location in Figure 2-a) showing the presence of scarps and slumped material on the lower part of the S1 escarpment.

Figure 5: Analysis of the KMDJ-16 sediment core (a) synthetic log; (b) grain size distribution (%); (c) γ (kN/m³); (d) V_p (m/s) and (e) S_u (kPa). White rectangles are location of geotechnical samples.

Figure 6: Examples of sedimentary facies based on X-ray images: (a) KMDJ-16 (4.25-4.49 mbsf) showing sand migration into the silty clay matrix; (b) KMDJ-16 (6.75-6.85 mbsf) discontinuous sand bed; (c) KMDJ-16 (8.50-8.58 mbsf) discontinuous sand bed, plastic deformation, budding structure; (d) KMDJ-16 (7.35-7.62 mbsf) continuous sand beds showing parallel laminae and (e) KMDJ-16 (7.35-7.62 mbsf) cumulative curve of the grain-size distribution (%) showing the massive structure of the sand beds.

Figure 7: Analysis of the MD04-2799 sediment core (a) synthetic log; (b) grain size cumulative distribution (c) γ (kN/m³); (d) V_p measurements; (e) S_u (kPa) and (f) X-ray image between 15.24 and 15.28 mbsf showing the deformation of a sand bed.

Figure 8: Results of the oedometer tests carried out on cores MD04-2799 and KMDJ-16. (a) samples from the upper part of MD04-2799 and KMDJ-16 (MD04-2799 at 2.45 and 3.95 m; and KMDJ-16 at 0.83, 1.85 and 2.85 m) and (b) oedometer tests from the lower part of the core MD04-2799 (beneath 4.5 m).

Figure 9: Over Consolidation Ratio (*OCR*) calculated from oedometer tests carried out on both sediment cores (KMDJ-16 and MD04-2799) showing a generally underconsolidated state.

Figure 10: Undrained triaxial cyclic tests (a) test VI-1 showing that failure occurs after 15 cycles with an axial strain greater than 10% and (b) test IX-2 showing the liquefaction after 5 cycles ($\Delta u/\sigma'_{3c}=0.95$).

Figure 11: (a): Diagram of the CRR vs. the number of cycles necessary to reach liquefaction from the cyclic tests carried out on sediment from MD04-2799 and (b) Evaluation of the liquefaction potential based on the empirical method (Seed and Idriss, 1971).

Figure 12: Example of deformations during cyclic triaxial tests. The deformation of both samples is characterized by a decrease of the initial deviatoric stress ($\Delta q/2\sigma'_3$), probably corresponding to a

localized liquefaction of the sandy layer, which was not recorded by the pore pressure sensors since they are only connected to the top and the bottom of the sample.

Figure 13: Results of the numerical simulation using Cyclic 1D with (a) horizontal acceleration (m/s^2); (b) excess pore pressure (kPa) and (c) the effective confinement stress (kPa) calculated for a PGA of 0.1 g and 0.2 g.

Figure 14: Results from the SAMU 3D simulation showing the most critical failure surfaces predicted for the study area (a) location of the study area westward the two described slide areas (see text) and (b) critical failure surfaces: red surface - under static loading and blue surface - under cyclic loading.

Figure 15: FOS vs. number of calculation showing the convergence of the model and the minimum FOS: (a) under static loading and undrained conditions ($FOS = 1.45$); (b) under static loading and drained conditions ($FOS = 5.5$) and (c) under cyclic loading and undrained conditions ($FOS = 1.01$).

Figure 16: Output results showing the shape of the most critical failure surface and the cross section along NL (a) critical failure surface under static untrained loading, (b) cross section along NL under static loading, (c) critical failure surface under cyclic loading and (d) cross section along NL under cyclic loading (earthquake).

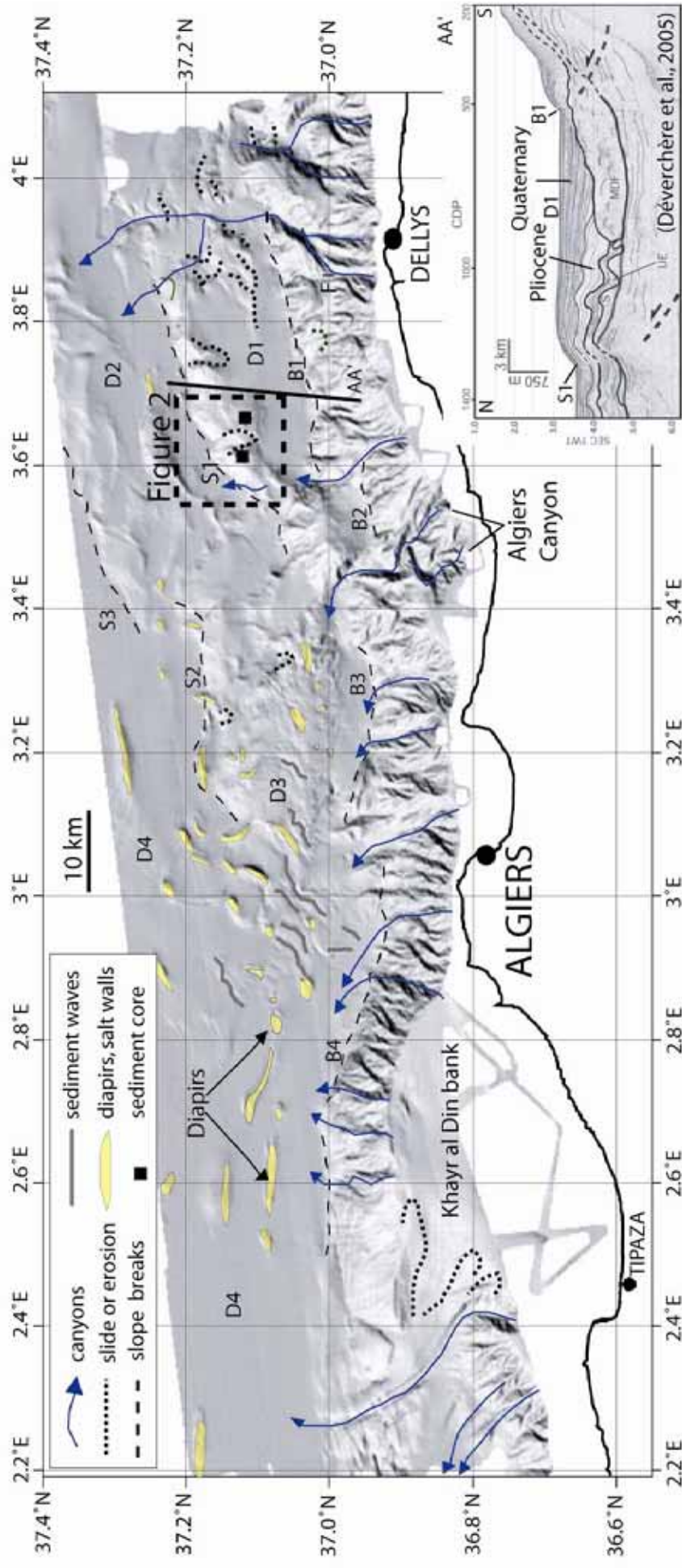


FIGURE 1

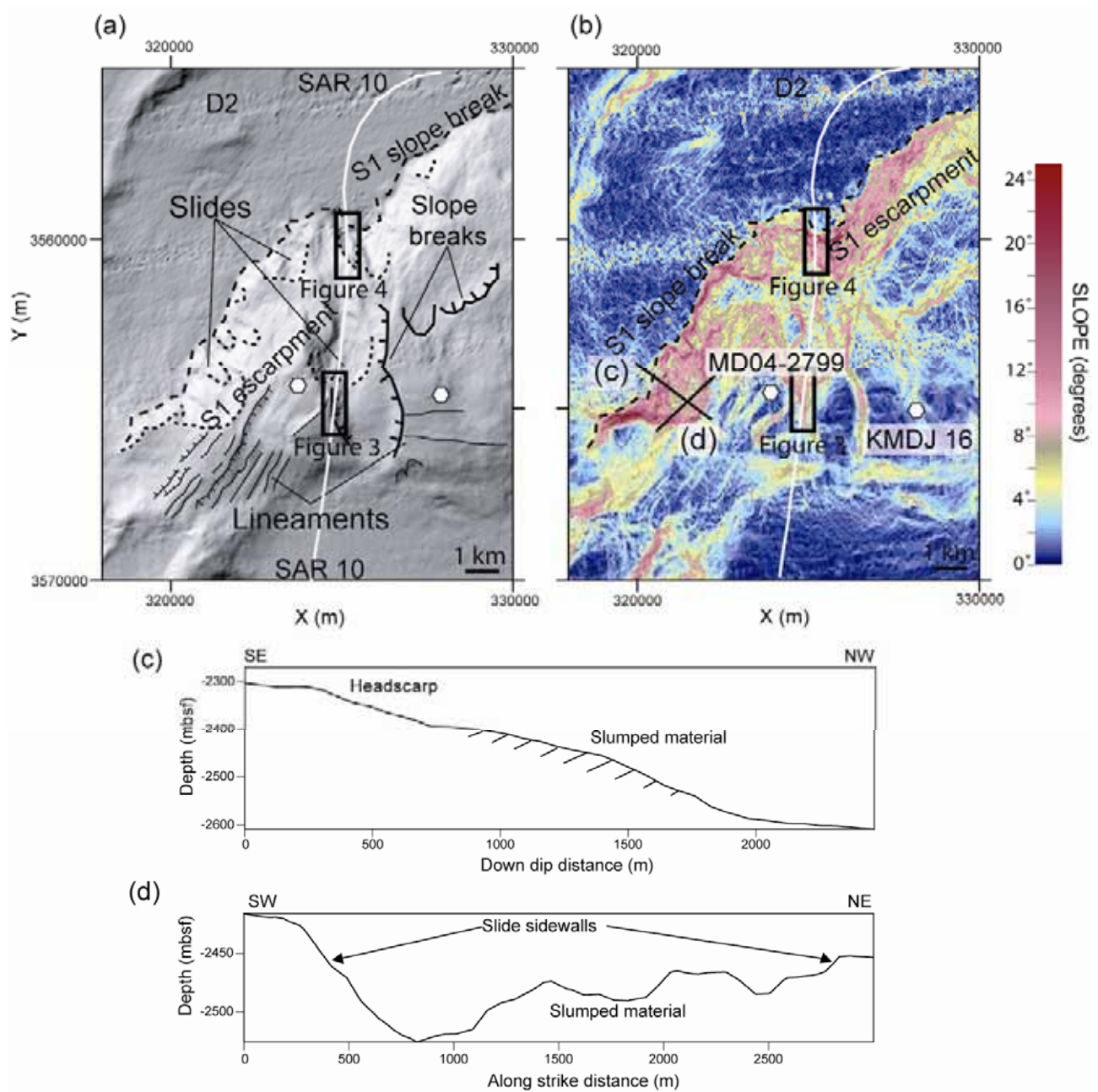


FIGURE 2

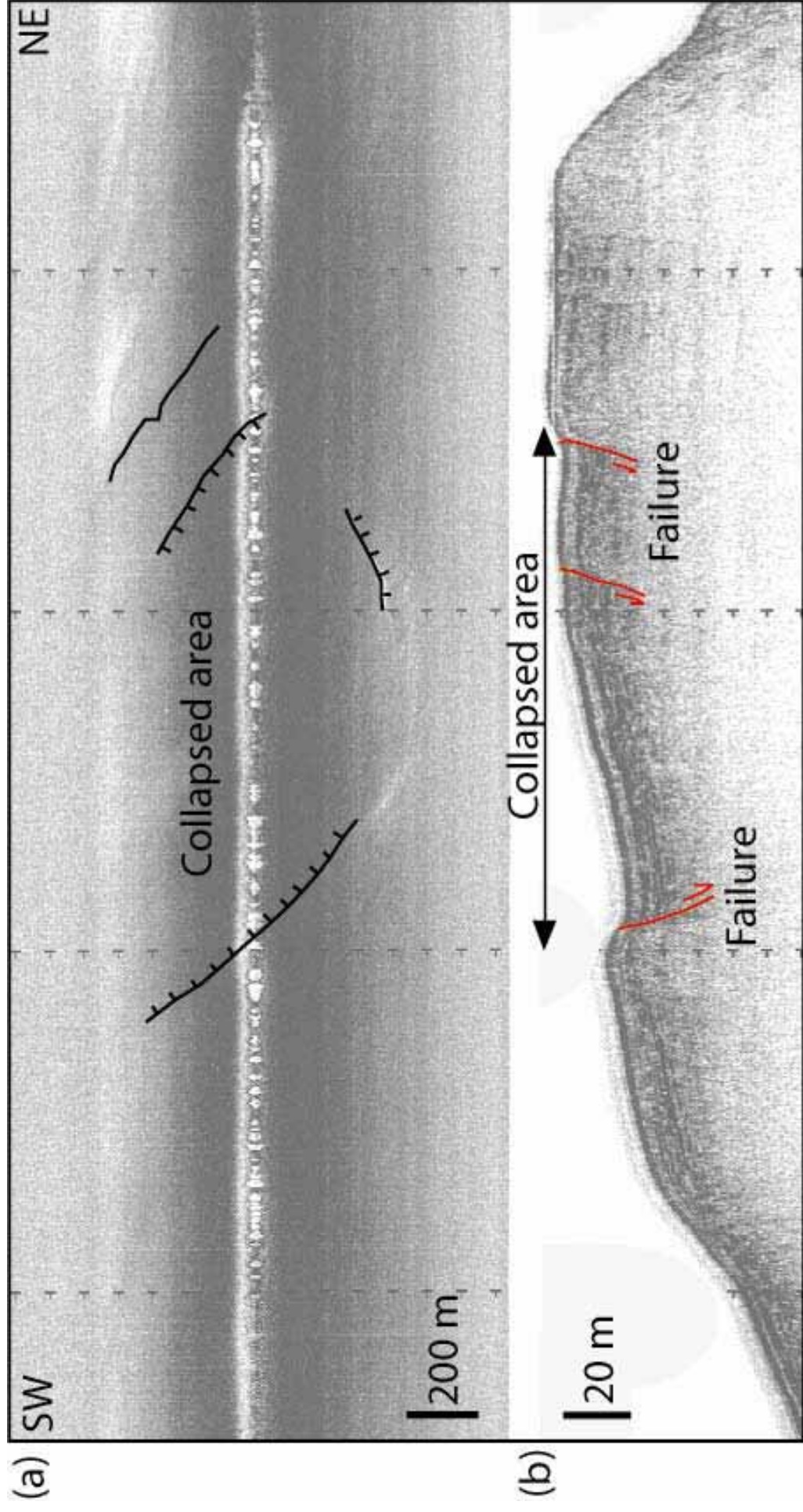


FIGURE 3

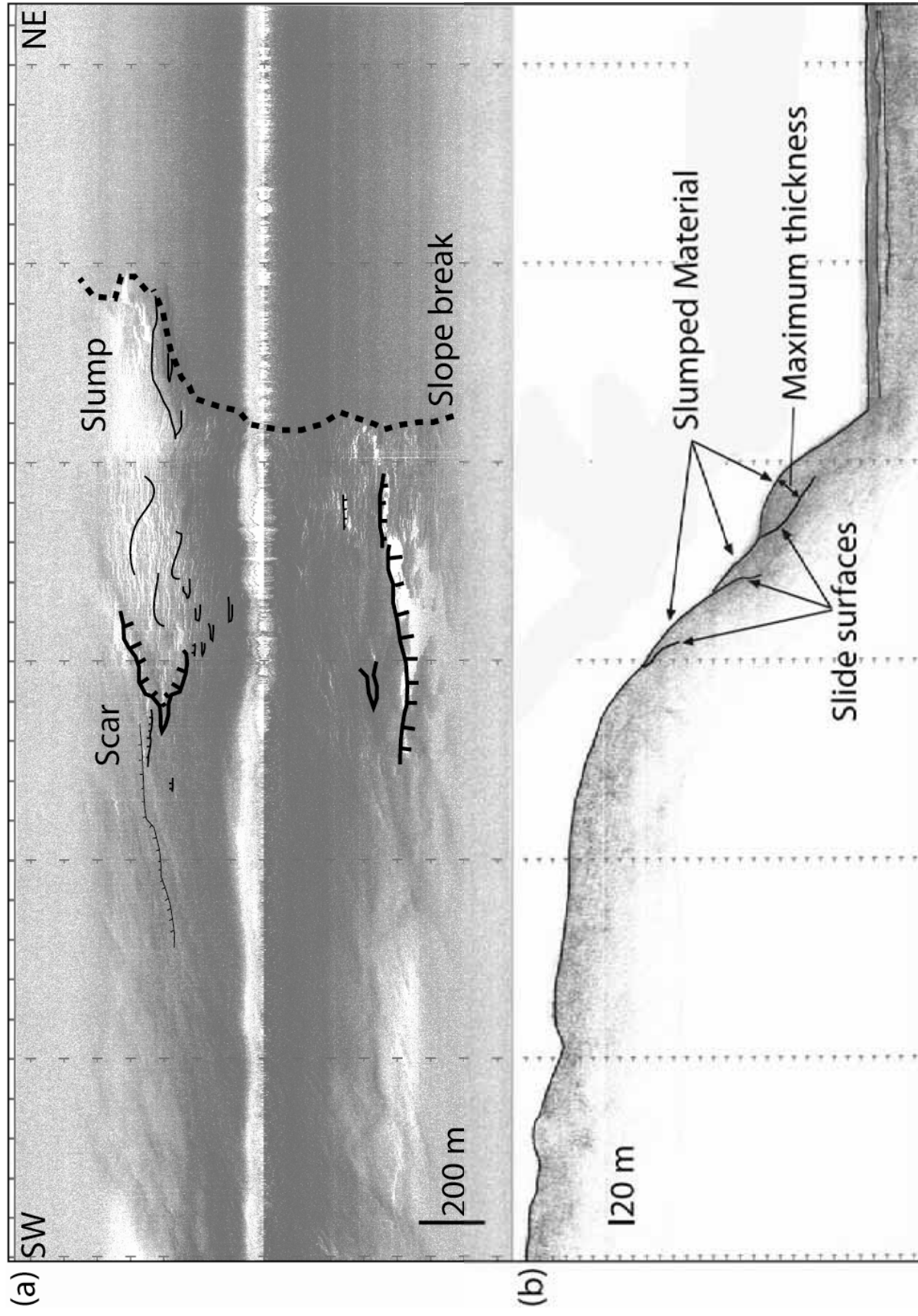


FIGURE 4

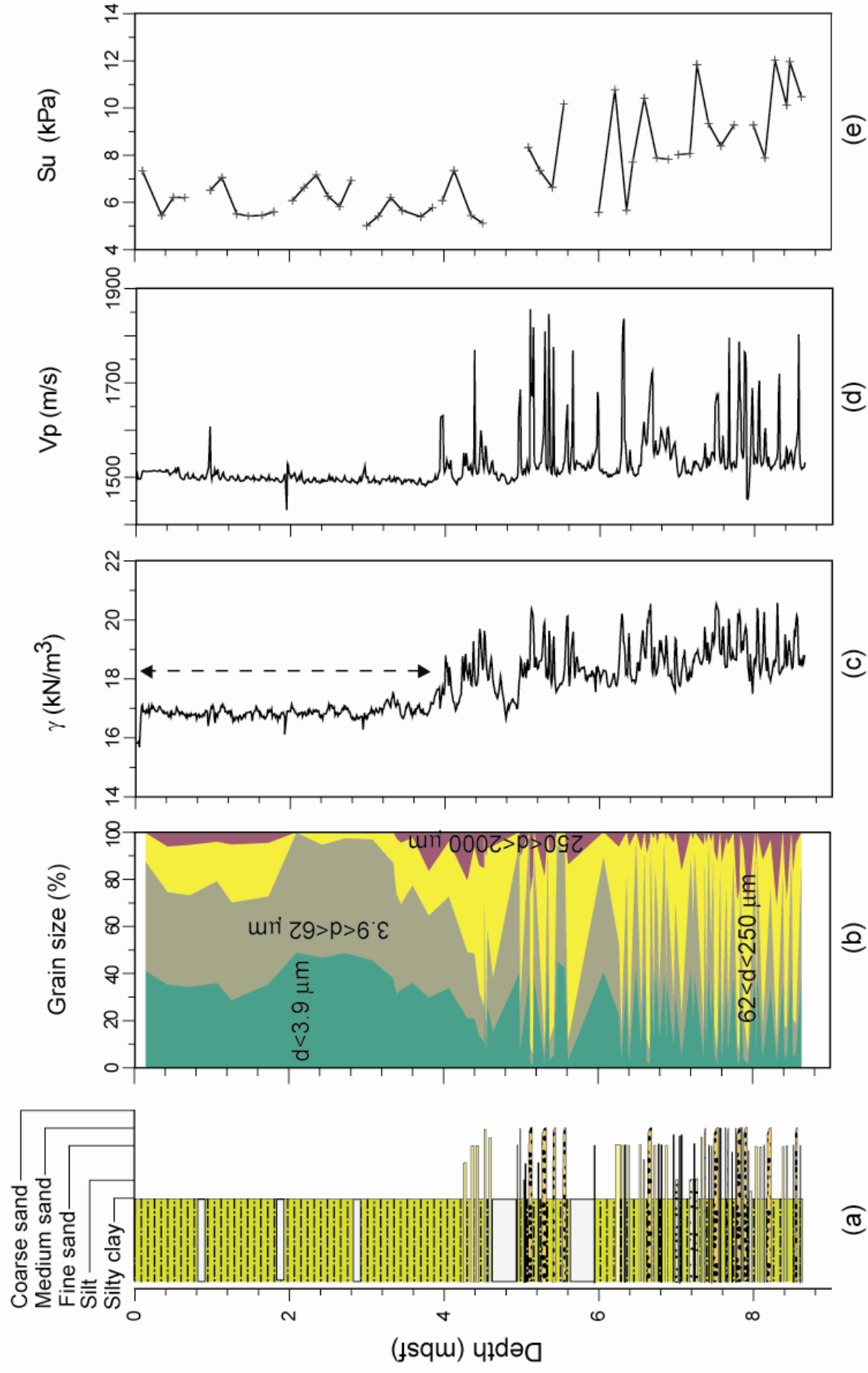


FIGURE 5

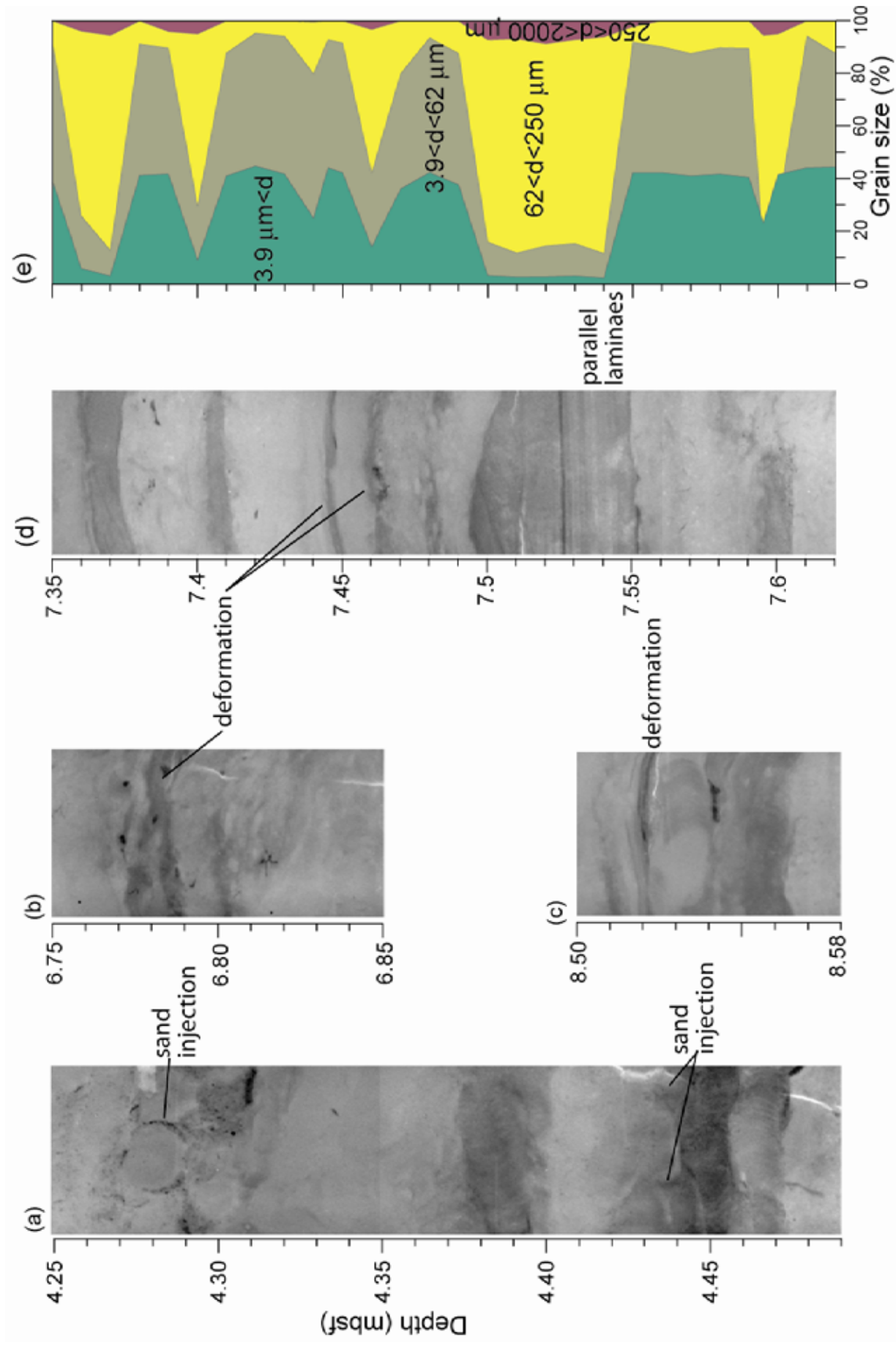


FIGURE 6

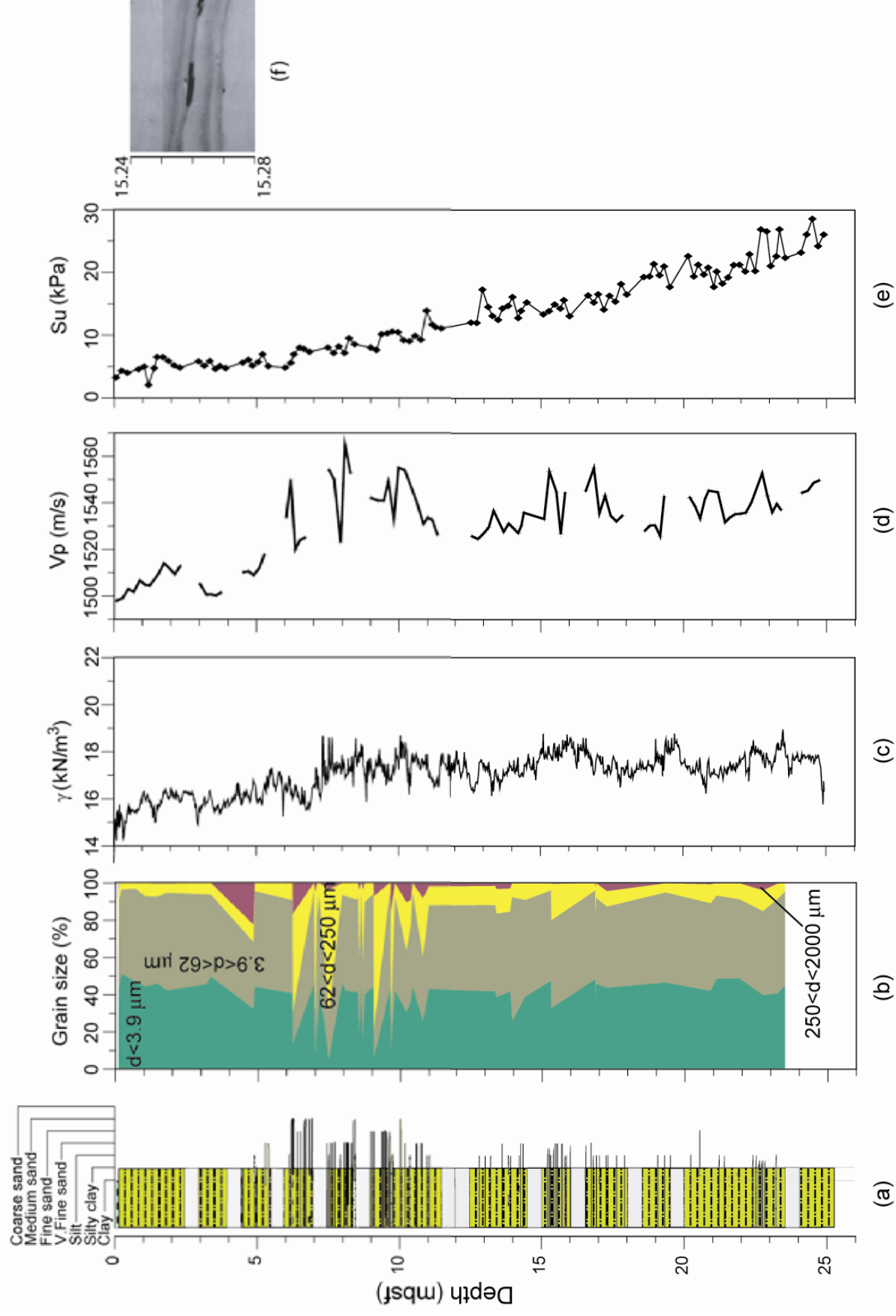


FIGURE 7

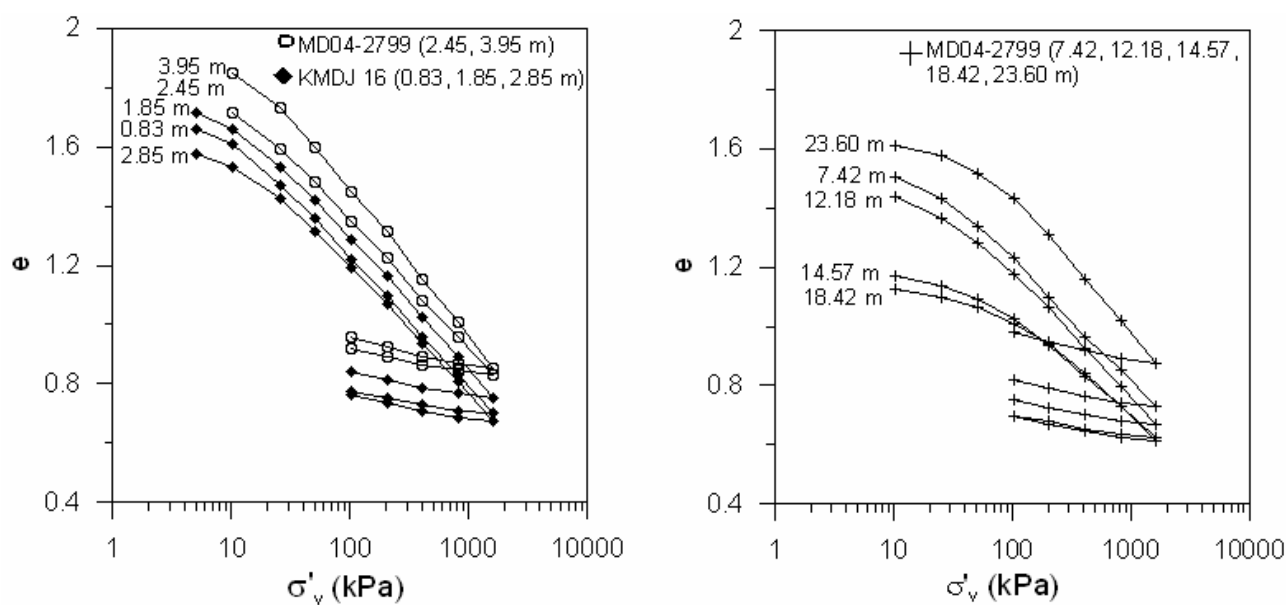


FIGURE 8

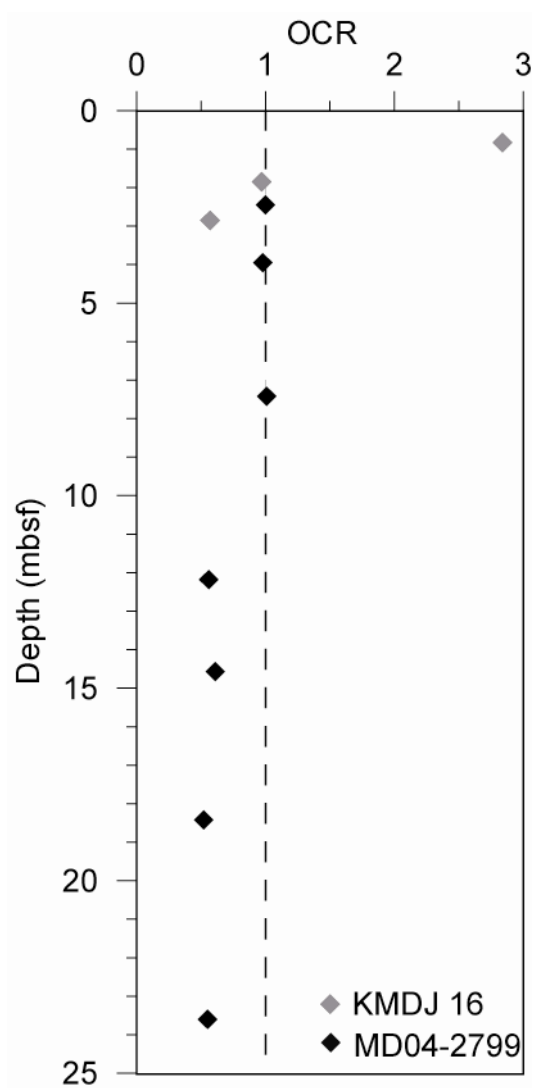


FIGURE 9

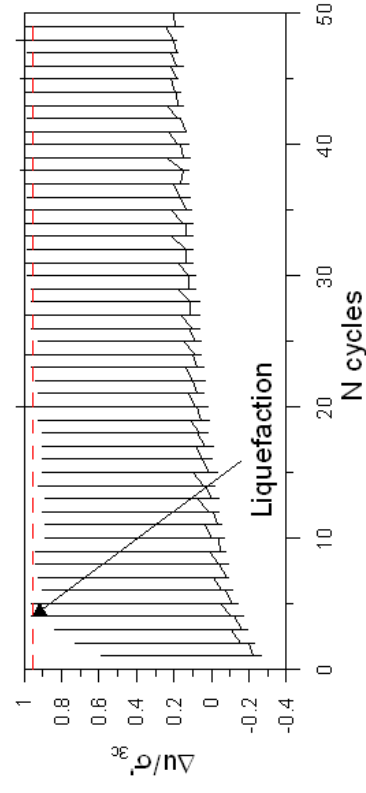
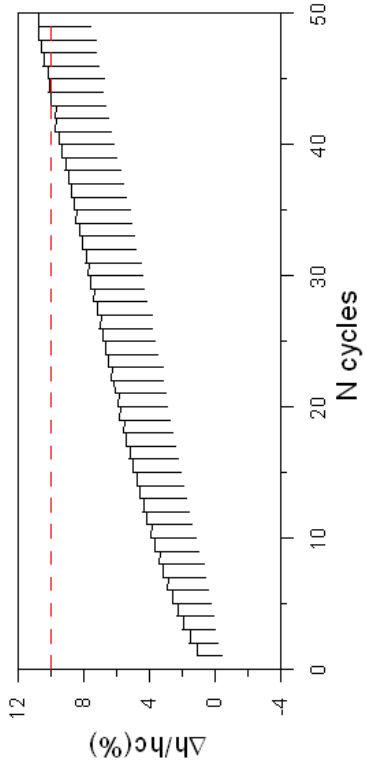
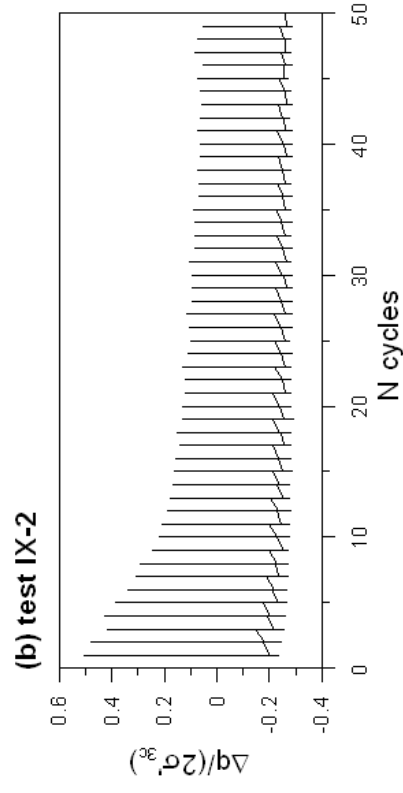
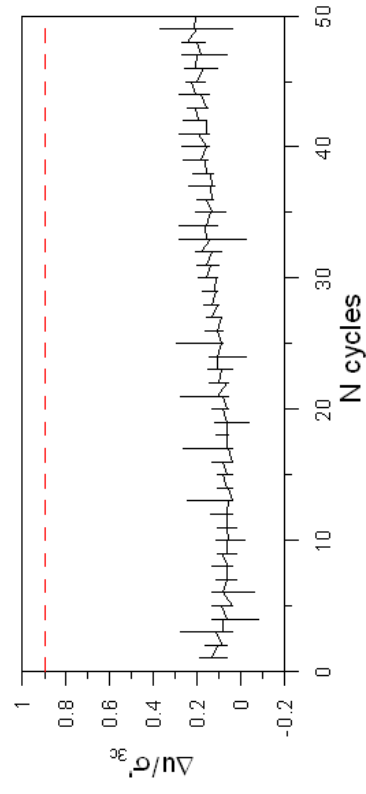
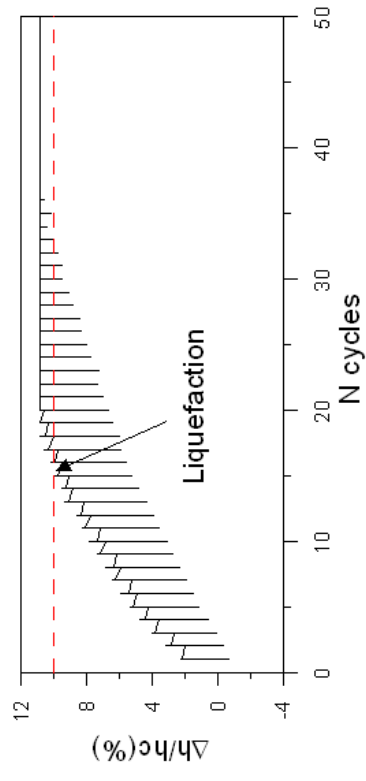
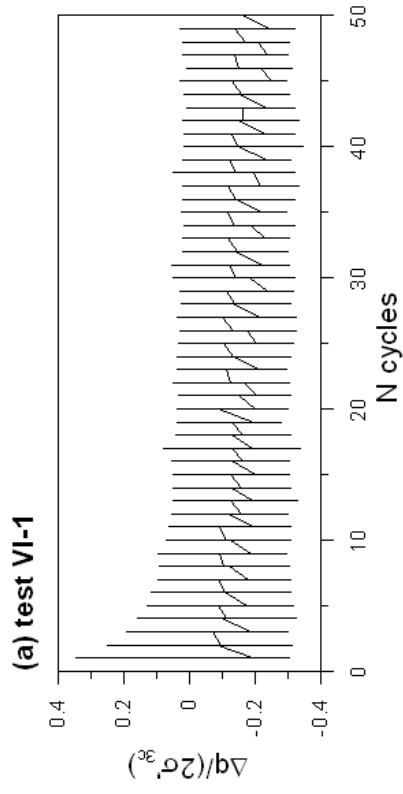


FIGURE 10

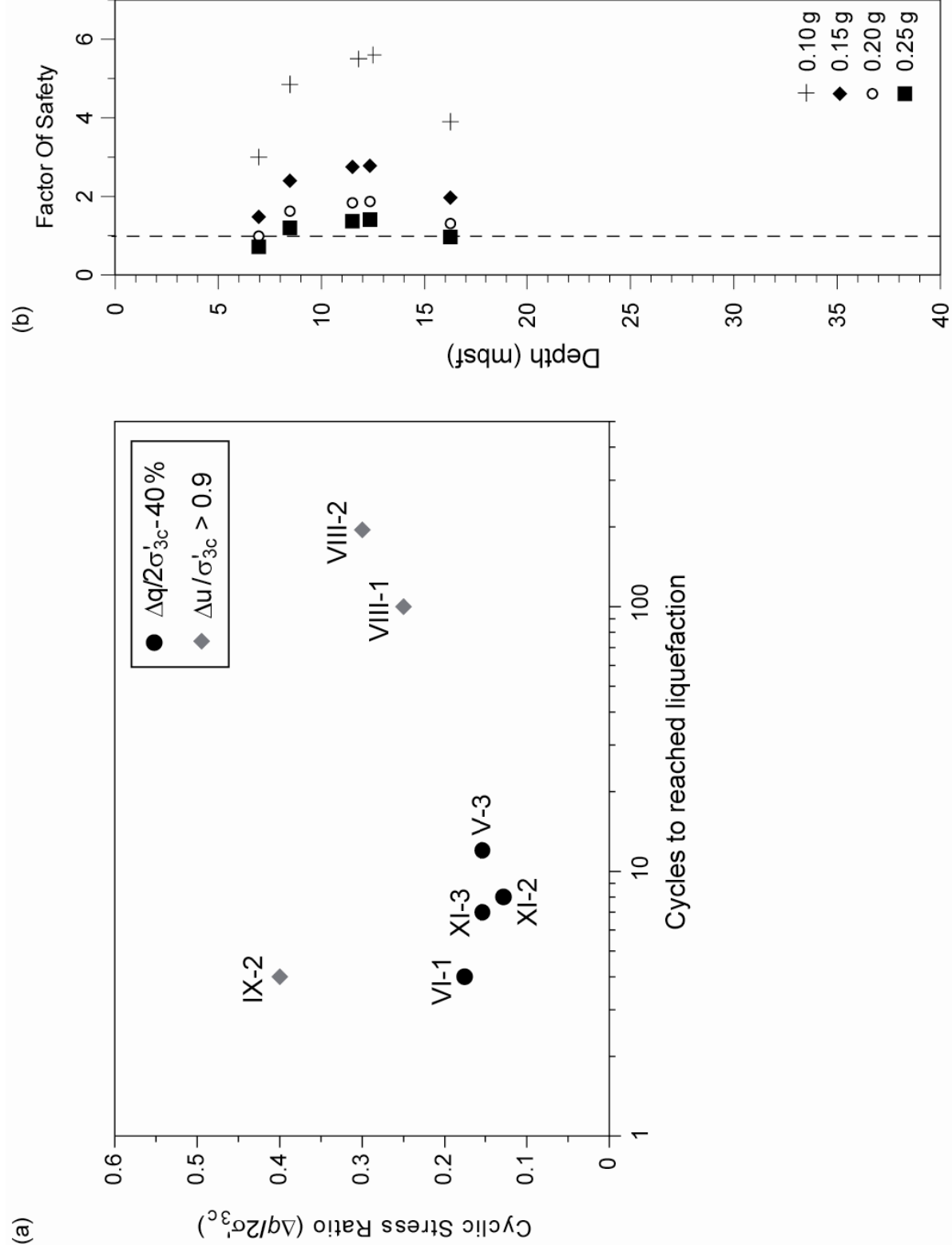


FIGURE 11

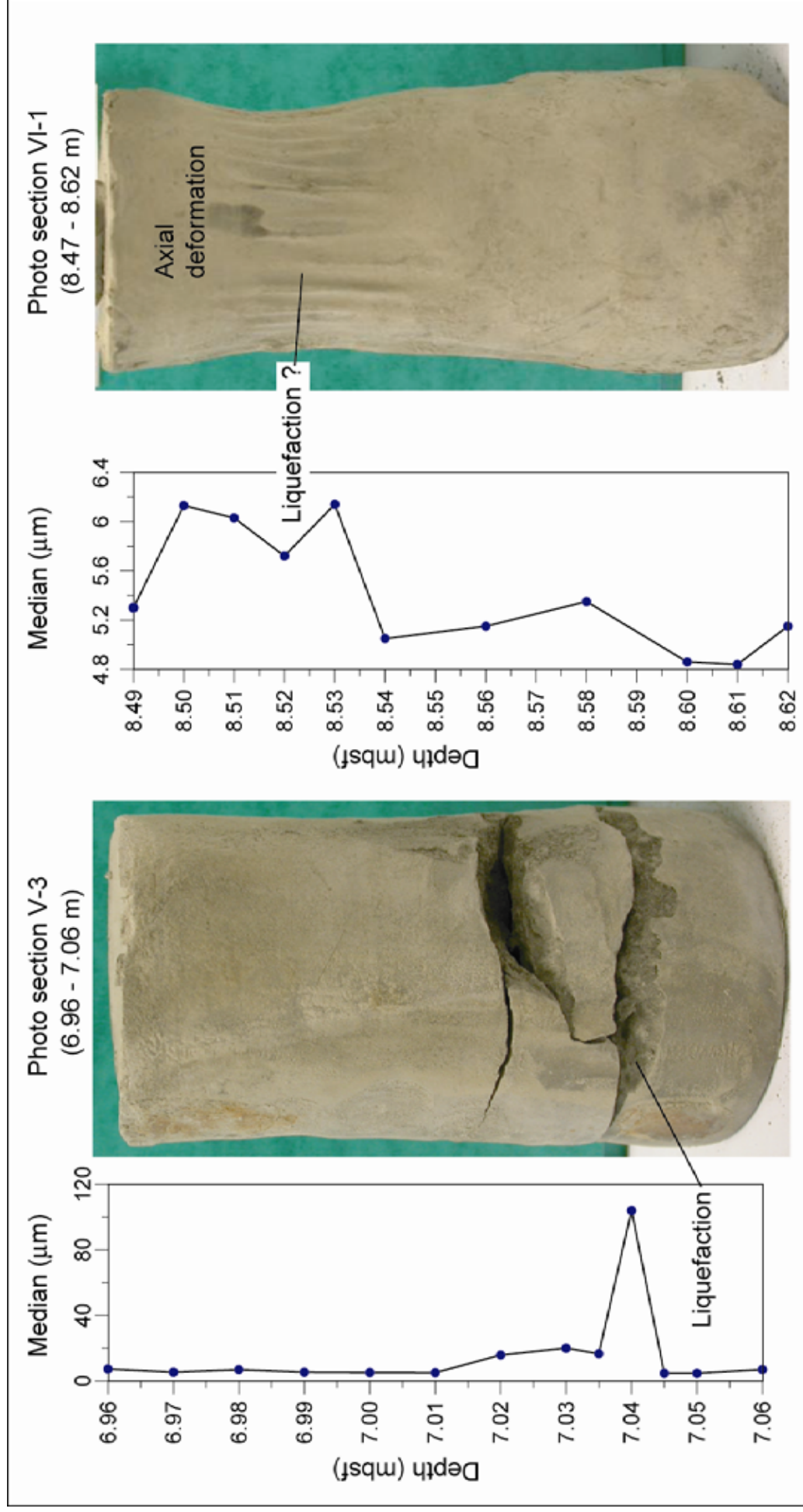


FIGURE 12

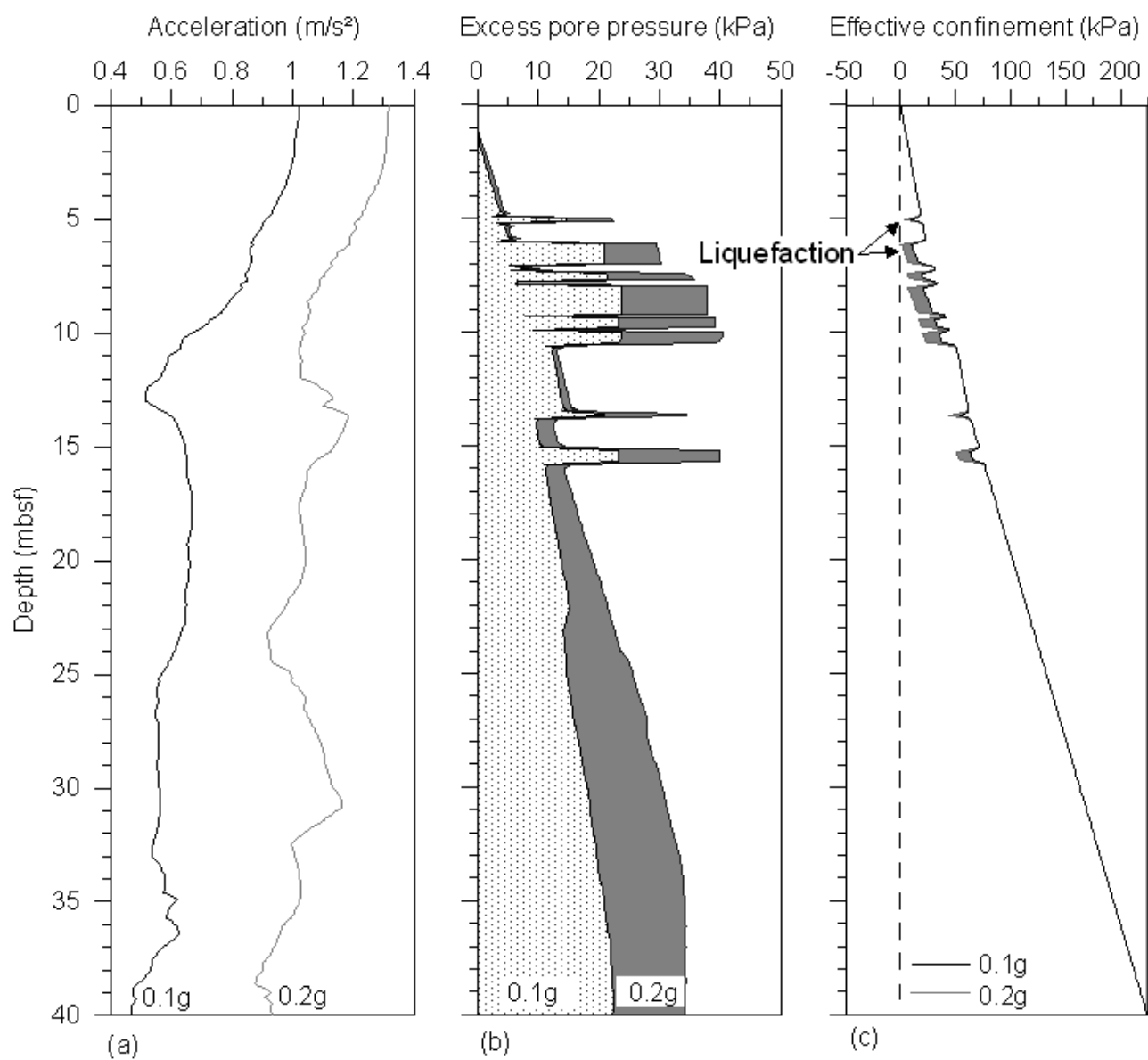


FIGURE 13

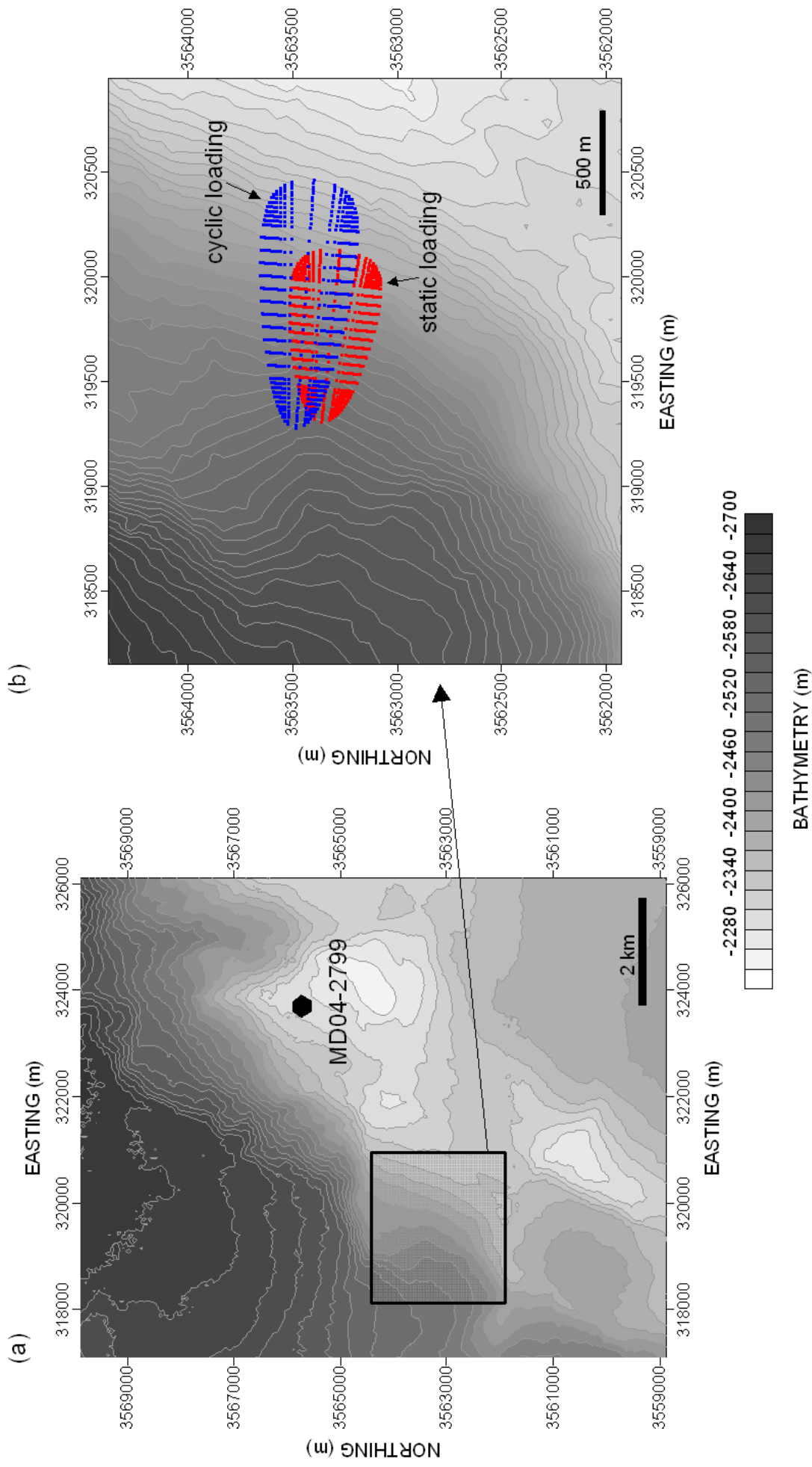


FIGURE 14

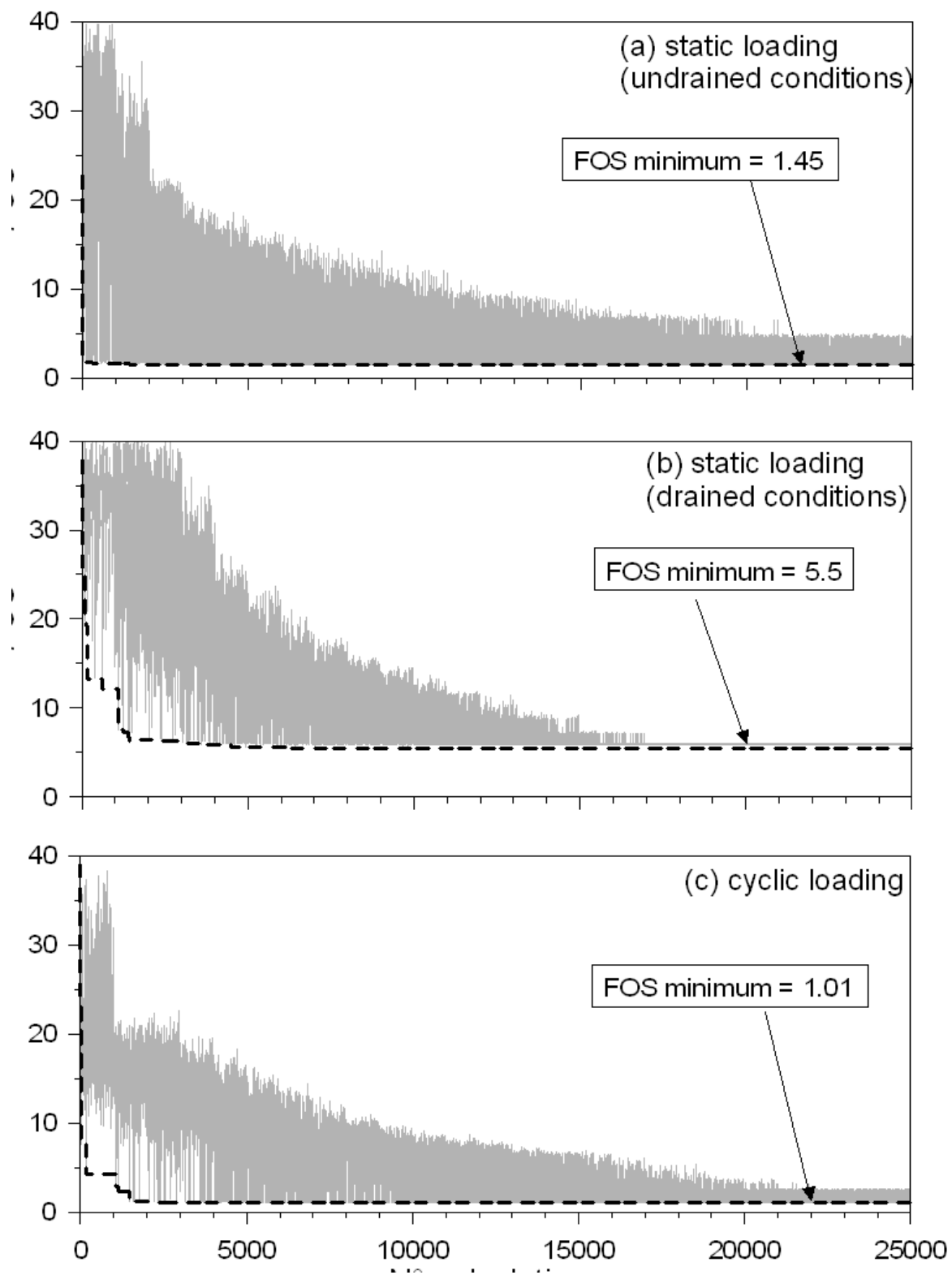


FIGURE 15

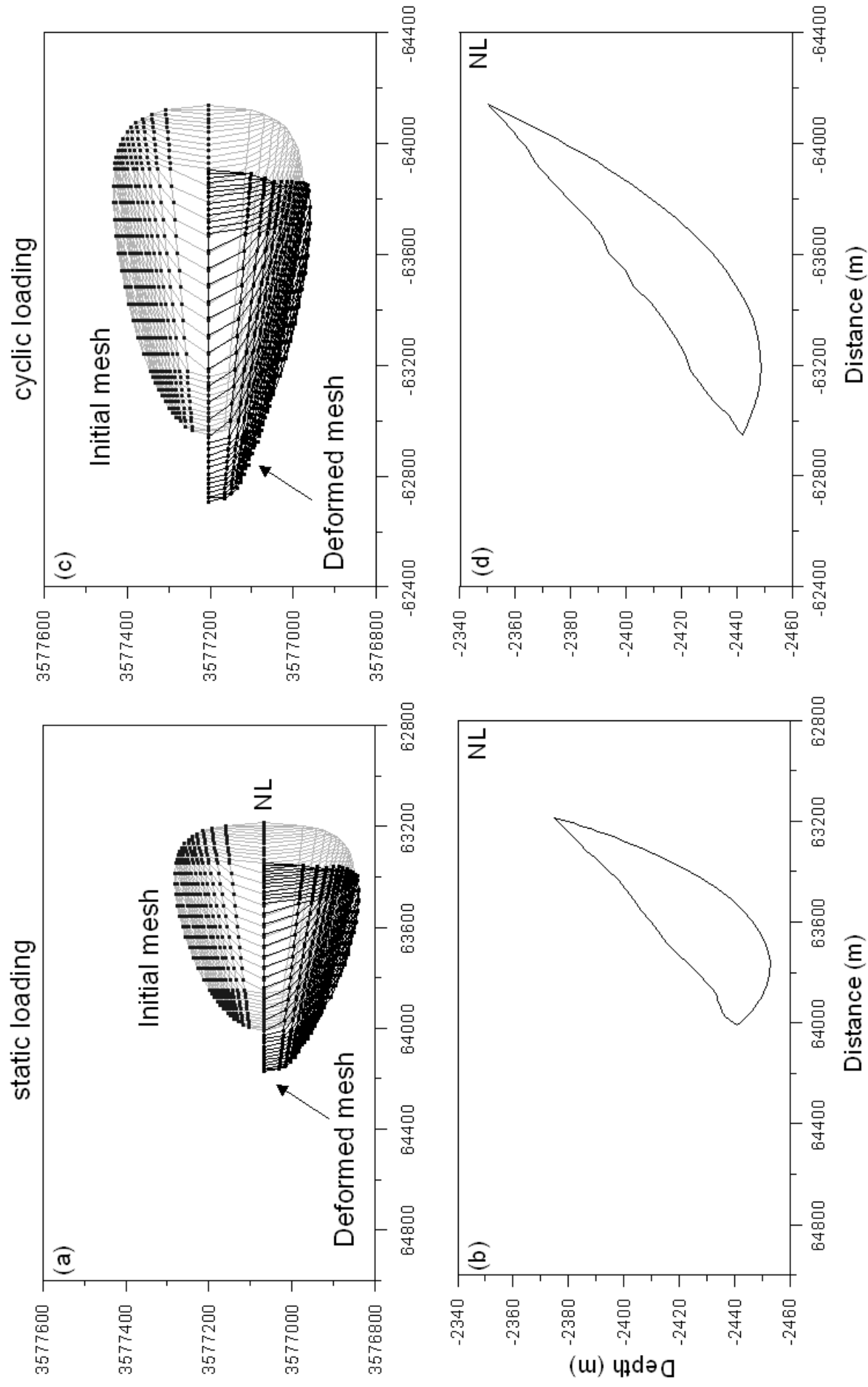


FIGURE 16

Annexe 3: “The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling”

Gabriela DAN^{1,2}, Nabil SULTAN¹, Bruno SAVOYE¹

1) IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, Plouzané, France

2) Université de Bretagne Occidentale, IUEM-CNRS UMR6538, 29280 Plouzané, France

The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling

Gabriela Dan^{a,b,*}, Nabil Sultan^a, Bruno Savoye^a

^a IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, Plouzané, France

^b Université de Bretagne Occidentale, IUEM, CNRS UMR6538, 29280 Plouzané, France

Received 24 July 2006; received in revised form 18 June 2007; accepted 19 June 2007

Abstract

In 1979, a catastrophic event occurred on the Nice continental slope (French Riviera) generating the lost of human lives and important material damages. Part of the new harbour constructed at the edge of the International Airport of Nice collapsed into the sea.

The main aim of this work was 1) to present a review of facts and details related to the 1979 accident and a review of the geological setting, and 2) to evaluate the slope stability before and after the new harbour construction, by taking into account new available data such as sediment cores and piezocone CPTU data.

The CPTU data were of great value to understand the origin of the 1979 event. They show the existence of a sensitive clay bed between 30 mbsf and 45 mbsf. Under high deviatoric load a sensitive clay layer underwent an important creep, which dramatically decreased its resistance and caused the slope failure. This working hypothesis was supported by the good agreement between the maximum thickness of the failure surface and the depth of the sensitive clay layer.

Slope stability assessment using the finite element model Femuslope show the metastable state of the Nice slope before the harbour extension. Numerical calculations demonstrated that creeping of the sensitive clay layer could be at the origin of the 1979 slide. In addition, the exceptionally heavy rainfall which occurred before the accident and consequently the seepage of fresh water probably induced the decrease of the effective stress and accelerated sediment creeping and triggered the Nice slope failure. A progressive and relatively long-term creeping failure scenario is in good agreement with the official report mentioning cracks, settlements, failures and embankment collapses occurred during land filling operations.

© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: Nice; 1979 event; slope stability; trigger mechanism; finite element method

1. Introduction

Submarine slope stability analyses were often carried out for a better understanding of geological phenomena which represent a risk to the coastline areas and offshore

infrastructures (Locat, 2001; Locat and Lee, 2002). Occurrences of big events involving large volumes of material were identified all over the world (e.g. Storegga slide, the Canary slide) (Masson et al., 1998; Bryn et al., 2003; Hafliadason et al., 2004; Canals et al., 2004). Submarine slides can generate tsunamis and affect the coastal and offshore infrastructures. The Great Banks event (1929) following an earthquake is also an outstanding case where an initial slope failure, occurred

* Corresponding author. IFREMER, Brest, Laboratoire Environnements Sédimentaires, 29280 Plouzané, France. Tel.: +33 2 98 22 42 44.

E-mail address: Gabriela.Dan@ifremer.fr (G. Dan).

near the earthquake epicentre, transformed into a debris flow and generated a turbidity current that cut off submarine telegraph cables (Heezen and Ewing, 1952; Piper et al., 1985; Piper et al., 1999).

Generally, a list of triggering mechanisms can be easily assessed from an accurate knowledge of the geological setting (morphology, sediment source, earthquakes, sedimentation rates, seepage, and gas hydrates...). However, the pre-conditions leading to failure as well as the triggering of many of the large submarine slides throughout the world is still not well understood (Lee et al., 1991; Hampton et al., 1996; Locat and Lee, 2002).

In 1979, a catastrophic slope failure accompanied by a small tsunami occurred on the Nice continental slope and generated the lost of human lives and important material damages. Part of the new harbour construction collapsed into the sea during land filling operations. The aim of the present work is 1) to present a review of facts and details related to the 1979 accident and its geological setting to discuss different failure scenarios; 2) to present new available data, such as in-situ piezocone measurements (CPTU: Cone Penetration Testing) and sediment cores which provided samples for laboratory tests and 3) to evaluate the stability of the Nice slope, before and after the new harbour construction.

2. Geological context

The Var sedimentary system is located in the Ligurian Sea (NW Mediterranean) and extends from the Nice coastline (SE France) to the continental slope of Corsica (Fig. 1). During the Messinian salinity crisis, characterized by 1200 m sea-level lowering (Savoye and Piper, 1991), the Var paleo-canyon was cut on the slope (Horn et al., 1965; Clauzon, 1978; Savoye and Piper, 1991). Following the Early Pliocene transgression, the Messinian Var Valley became a ria, where Var sediments were trapped. By the Middle Pliocene, a Gilbert-type fan delta prograded to the slope break, which became the modern coastline (Clauzon et al., 1990). The Plio-Quaternary sedimentary succession deposited on the continental slope, seaward from the Var delta, is 600–1000 m thick, and is formed by marls and conglomerates (Irr, 1984; Savoye et al., 1993). The Quaternary coastal uplift provides sediment supply from the glaciated Alps. Sediment on the upper slope is mainly supplied by the Var River, the Paillon River being a minor source of sediment. The two rivers are directly connected to canyons (Fig. 1).

The continental margin offshore Nice is characterized by an absent or very narrow shelf (less than 2 km wide) (Fig. 1). The continental slope is very steep with an

average slope gradient of more than 11° (Cochonat et al., 1993). The 1000 m isobath is reached only 5 km from the coastline (Savoye et al., 1989) and the slope is locally accentuated by active erosion and gully cutting.

The Var River is located in the middle of the deltaic shelf and from a sedimentary point of view the Var Canyon represents its submarine extension (Fig. 2). On the right side of the Var Canyon, a flat shelf is observed close to the 1979 slide area. The shelf ranges between 0 and 15 m depth and it is cut by several gullies with a SW orientation. A second shelf is observed on the south-eastern part of the airport platform. The shelf is prolonged by a steep slope (18–26°), incised by many submarine gullies.

The Var Prodelta (location on Fig. 1) consists of low gradient delta-toe bottomsets, steep coarse to fine grained delta front sets affected by waves and various gravity-driven processes, and topsets up to 80 m thick formed by a succession of muddy laminates and thin peat interbeds overlaying a basal conglomerate (Dubar and Antony, 1995) (Fig. 3). The basal conglomerate corresponds to Würm last lowstand deposits.

3. The 1979 Nice catastrophe

The Nice international airport was constructed on a platform enlarged by land filling operations. On 16th of October 1979, a part of the airport extension, meant to be a harbour, collapsed into the sea. The harbour collapse was accompanied by a tsunami wave of 2–3 m height (Genesseeux et al., 1980). This catastrophic event caused the lost of human lives and important material damages. The nearby Monaco observatory did not register any earthquake that could have triggered the slide (Malinverno et al., 1988).

The submarine slide area was surveyed by EM 1000 mapping (Bourillet et al., 1992) and the slide initial volume was estimated to be about $8.7 \times 10^6 \text{ m}^3$ by Assier-Rzadkiewicz et al. (2000), based on the difference between the two bathymetric maps, before and after the 1979 slide. The maximum thickness is located beneath the new harbour arm bent. The average failure surface observed under the harbour construction lies between 30 and 40 m water depths (Sultan et al., 2004).

The initial slide quickly transformed into a debris flow and turbidity current by progressive downslope erosion and water incorporation (Mulder et al., 1997). The path of the 1979 event is strongly marked on the upper continental slope by a gully. This gully is 25–40 m depth, 150–300 m wide and 4.5 km long (Mulder et al., 1997) and joins the Var Canyon at 1000 m water depth (Fig. 4). The flow continued its path through the Var Canyon and the Middle

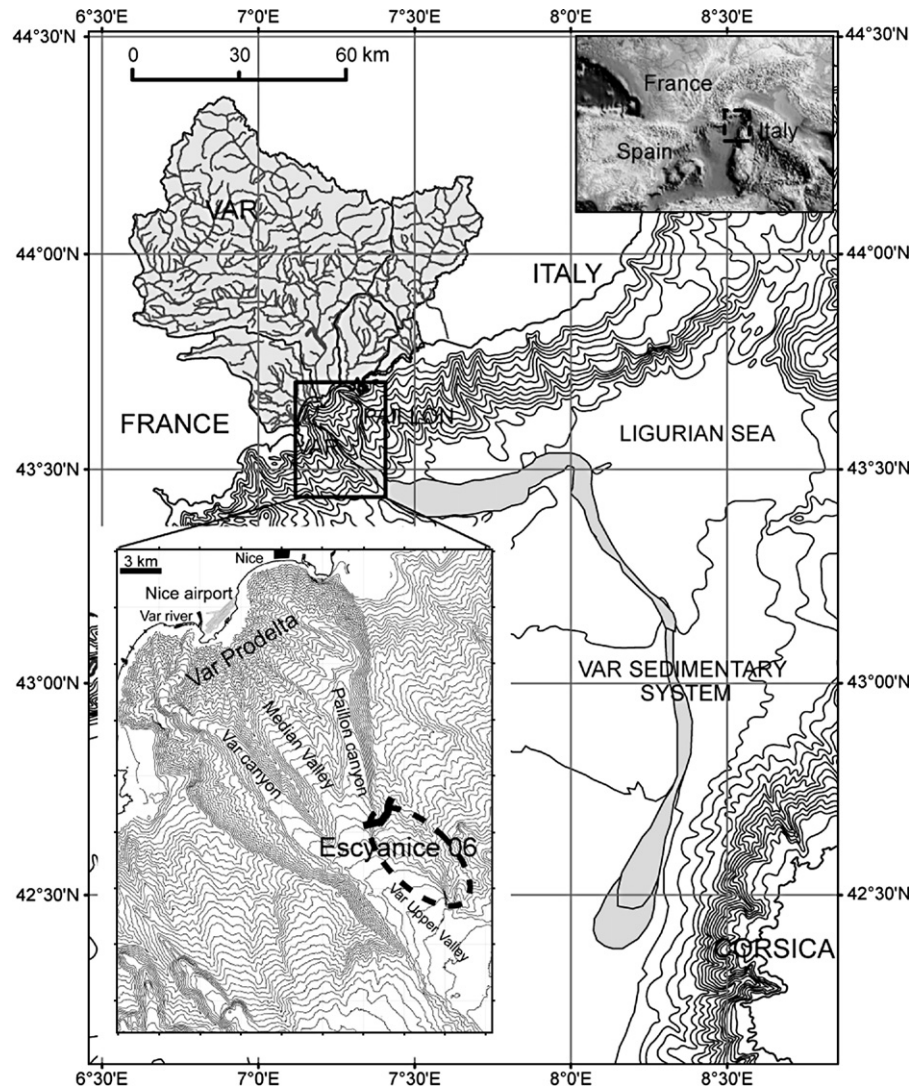


Fig. 1. General bathymetric map of the Ligurian Sea and the Var sedimentary system showing its main features (Mercator, WGS 1984).

Var Valley and cut two submarine cables 3 h 45 min and 8 h after the initial failure; the cables being located at around 83–87 km and respectively 114 km from the slide area (Hugot, 2000).

A sandy fresh sediment deposit, possibly linked to the 1979 event, was mapped by Piper and Savoye (1993) from high resolution seismic profiles. The volume of the sand deposit was estimated to be about $15 \times 10^7 \text{ m}^3$. Mulder et al. (1997), estimated the total volume of sediment deposited by the 1979 turbidity current at $15 \times 10^8 \text{ m}^3$, by considering that sand represents only a part of the total deposited volume.

To explain the triggering mechanism of the 1979 accident, two different scenarios were proposed. The first scenario, recommended by the MIP (MIP, 1981) sug-

gested that the initial failure occurred on the slope and retrogressively reached the continental shelf. The initial deep failure generated the collapse of the new harbour creating the tsunami wave. On the other hand, the DDE (DDE, 1981) and Seed (Seed, 1983) proposed a different scenario: A tsunami wave was initially generated by a massive slide, around 10^8 m^3 (Seed, 1983) located at around 15 km from the coastline. The tsunami wave induced a lowering of the sea level at the coastline level of about 2.5 m (Seed, 1983). The sudden emersion of the harbour overloaded the slope (submerged unit weight substituted by the total unit weight), and this was enough to initiate static liquefaction into loose sand layers present on the continental slope and to generate the harbour collapse.

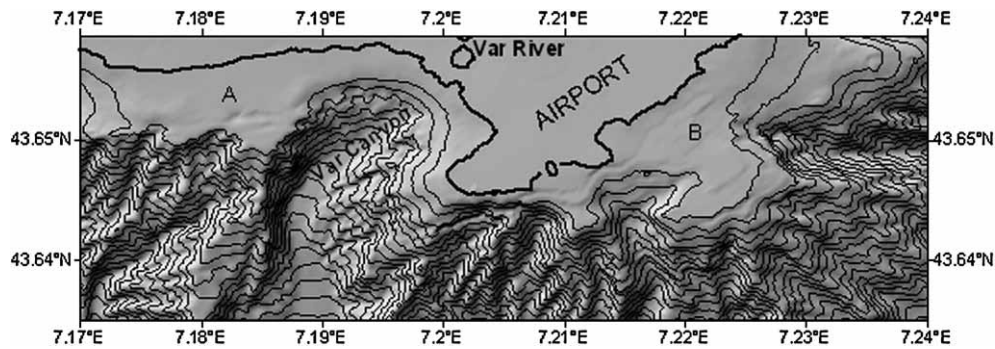


Fig. 2. Bathymetric map showing a zoom on the continental shelf and the 1979 slide area (Mercator, WGS 1984).

Two numerical models for tsunami and landslide have been developed (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000) in order to test the validity of the two proposed scenarios. The retrogressive slide scenario (refer to MIP, Habib 1994) showed that the inundation observed in front of the Nice airport could be created by an initial slide of about $10 \times 10^6 \text{ m}^3$. However, the wave energy would not have been sufficient to inundate the coastline off Antibes, according to witnesses' observations. The deep landslide scenario was tested for a landslide with a volume of $70 \times 10^6 \text{ m}^3$, located at the bottom of a canyon 3 km southwest off the Nice airport area. Such a landslide, occurring shortly before the slump on the building area, create amplitude and periods of the waves that match with the observations but the chronology of the events is not correctly reproduced. The results of a larger and deeper landslide simulation, better match with some of the whiteness's observations. The case where the initial sediment mass is growing by erosion and assimilation of

new material was not taken into account by Assier-Rzadkiewicz et al. (2000).

Slope stability assessment of the Nice area was carried out using bathymetric data acquired before the 1979 event (Sultan et al., 2001). Under static conditions the area affected by the 1979 event remains stable (Factor of Safety > 1). For a sea-level lowering of 2.5 m, the Factor of Safety decreases with respect to gravitational loading but remains greater than 1.

Several surveys were conducted after the 1979 event. The Escyanice 06 dive was carried out at 18 km off the 1979 slide on the eastern flank of the Upper Valley (location on Fig. 1) where an ancient bathymetric map (SHOM, France) indicated a lowering of the seafloor with respect to new detailed bathymetric data (Pautot, 1981). This was the only area able to explain the Seed and DDE hypothesis. No evidences of fresh massive slide or erosive features were observed. However, the Seed's scenario remains the "official" truth.

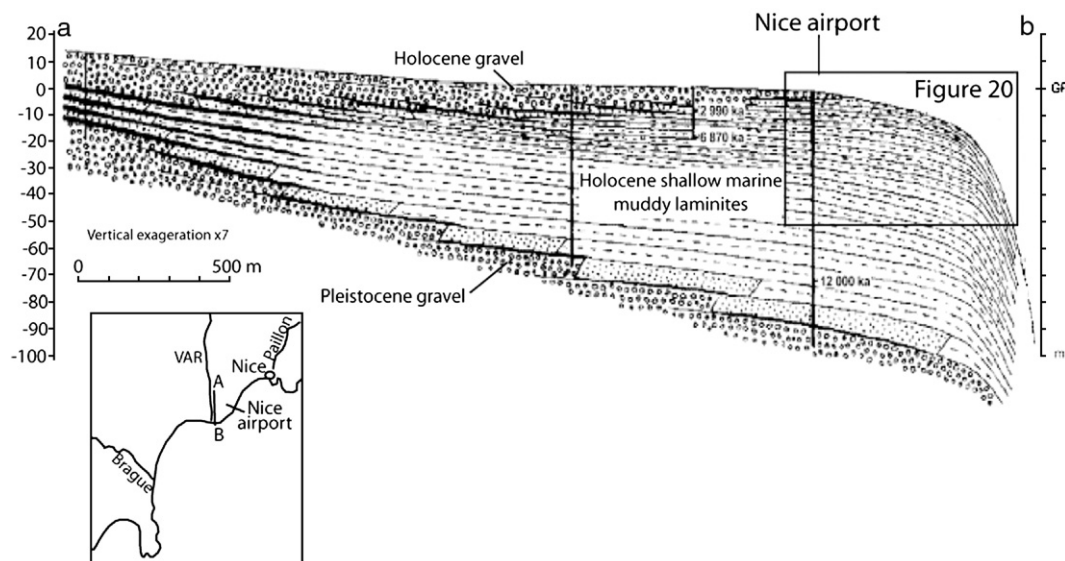


Fig. 3. Schematic cross-section of the Var Holocene delta, from Dubar and Anthony (1995).

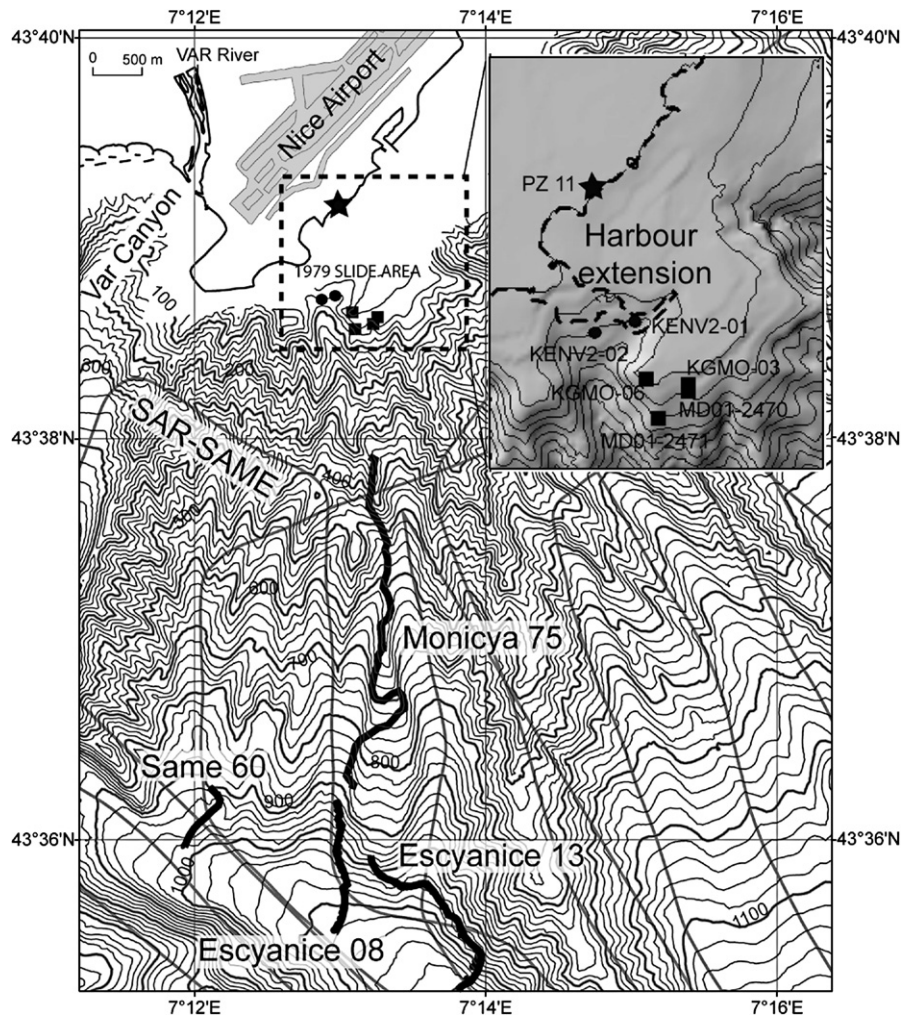


Fig. 4. Bathymetric map showing the available data: side-scan sonar data (Same, 1986) and submersible dives: Escyanice 08 et 13 (Escyanice, 1980); Same 60 (Same, 1986) and Monicya 75 (Monicya, 1989) (Mercator, WGS 1984).

It is curious that the two proposed scenarios for the 1979 event did not consider the role played by loading of the harbour embankment in terms of strain generation and mechanical behaviour of the sediment from the continental shelf.

4. Materials and methods

4.1. Materials

The data used for this study (Fig. 4) were essentially obtained from different IFREMER campaigns and were complemented by industrial CPTU data (Sols Essais, 1994).

The first swath bathymetric survey took place in November 1979, on the *R/V Jean Charcot* (Pautot, 1981). The post-slide swath bathymetric data comes from a

compilation of SeaBeam (1979), EM 1000 (1991) and EM 300 (2000). The pre-1979 DEM (Digital Elevation Model) is a compilation of pre-failure mono-beam bathymetric data for depths ranging between 0 and 150 m and post-failure data for the deeper part (Bourillet, 1991).

Submersible dives were conducted six months after the 1979 event, during the Escyanice cruise (Escyanice, 1980) and completed later by the Same cruise (Same, 1986) and the Monicya cruise (Monicya, 1989) (Fig. 4).

Deep-towed side-scan sonar imagery and 3.5 kHz profiles have been also collected during the SAME cruise in 1986 (Same, 1986) with the French S.A.R. (Système Acoustique Remorqué). The S.A.R. side-scan antenna has a mean 200 kHz frequency and the vehicle is towed at about 100 m above the seafloor. The survey covers a surface of 1300 km², but for this study, we will only use the lines collected on the upper slope (Fig. 4).

Four sediment cores located on the upper slope have been recovered during two recent oceanographic surveys (GMO and Geosciences II) (Sultan et al., 2004) (Fig. 4). More recently, in September 2005, the 1979 slide scarp was sampled. Two Kullenberg cores (KENV2-01, KENV2-02) (Fig. 4) were acquired in order to characterize the physical and geotechnical properties of the sediment at the failure plane. Sediment core KENV2-01 was collected just beneath the harbour arm bent under construction and the other one, KENV2-02, 250 m westwards.

In addition, CPTU in-situ measurements, made at the airport platform (Fig. 4), completed the data set (Sols Essais, 1994).

4.2. Methods

The physical and mechanical properties of the sediment were determined with different tools and tests, such as, the Multi Sensor Core Logger (<http://www.geotek.co.uk>) (density or unit weight, compressional wave velocities, and magnetic susceptibility), the laser grain-size analyser, vane shear test, water content measurements, Atterberg limits, consolidation tests, etc.

The geomechanical properties of the sediment allow to create a lithological model of the airport platform and basement. The geometry of this lithological model along dip was constrained with previous works (L'Homer, 1980; Dubar and Antony, 1995) and results from the present work. The slope geometry and lithology determination was an essential element for the assessment of the Nice slope stability and the evaluation of the Factor of Safety (FOS).

The FEMUSLOPE software (Sultan et al., 2001) was used to assess the slope stability. This software is based on the finite elements method. The soil is considered as a Mohr–Coulomb elastic, perfectly plastic material. The yield function f is defined by the following expression:

$$f = p \sin \varphi' + q \left(\frac{\cos \theta}{\sqrt{3}} - \frac{\sin \theta \sin \varphi'}{3} \right) - c \cos \varphi' \quad (1)$$

where c' is the drained cohesion, φ' is the internal friction angle, p , q and θ are respectively the first, second and third stress invariants. The calculation is carried out under the hypothesis of plane deformation.

In the limit equilibrium method the FOS is described as:

$$\text{FOS} = \frac{\text{resisting force (or comment)}}{\text{driving force (or comment)}} \quad (2)$$

Using the finite element method, the determination of the FOS consists in calculating the maximum displace-

ment for various values of FOS. The FOS is used to reduce the shear strength parameters c' or S_u (cohesion or undrained shear strength) and φ' (internal friction angle) according to the following equations to bring the slope to a limiting state or failure:

$$c_{\text{FOS}} = \frac{c'}{\text{FOS}} \quad (3)$$

$$\varphi_{\text{FOS}} = \tan^{-1} \left(\frac{\varphi'}{\text{FOS}} \right). \quad (4)$$

c_{FOS} and φ_{FOS} are the partial shear strength parameters.

The value of FOS corresponding to a sudden increase in displacement is considered as the critical FOS. Failure is considered to occur theoretically for a FOS equal or less than 1. In the natural environment, a FOS less than 1 is impossible, since the slope failure occurs at FOS equal to 1. With the proposed method, the traditional definition of the FOS is preserved so that the results can be directly compared with other methods. In addition to the FOS, the finite element method (FEM) allows the determinations of the stress tensor, the displacement field and the yield function. Zero or positive yield function f characterizes sediments undergoing plastic deformation.

5. Results

5.1. Morphology

Four main gullies characterize the area between the Var Canyon and the Median Valley and they are shown in Fig. 5 (1 to 4 from west to east). The different gullies are narrow in their upper part and become wider (from 50–90 m to 200–300 m) close to their confluences with the Var Canyon. The third gully is directly connected to the 1979 slide scar. The red arrowed line in Fig. 5 represents the possible path of the 1979 flow down the continental slope.

In Fig. 5 we present an interpretation of the submersible dives: Escyanice 08 and 13 (Escyanice, 1980), Same 60 (Same, 1986) and Monicya 75 (Monicya, 1989) and of the side-scan sonar images (Same, 1986). Fresh erosion marks on the seafloor were observed after the 1979 Nice failure based on the submersible data. Anthropogenic material and marl blocks were observed in a bend, located in the middle slope (black stars on Fig. 5) (Monicya, 1989) which come from the airport embankment. During the Monicya cruise, dive no. 75 (see location in Fig. 4), important accumulations of marl blocs originating from the walls of the third gully were observed (pink circles in Fig. 5). They are testifying the destabilization of the walls by a turbidity flow, possibly the 1979 flow.

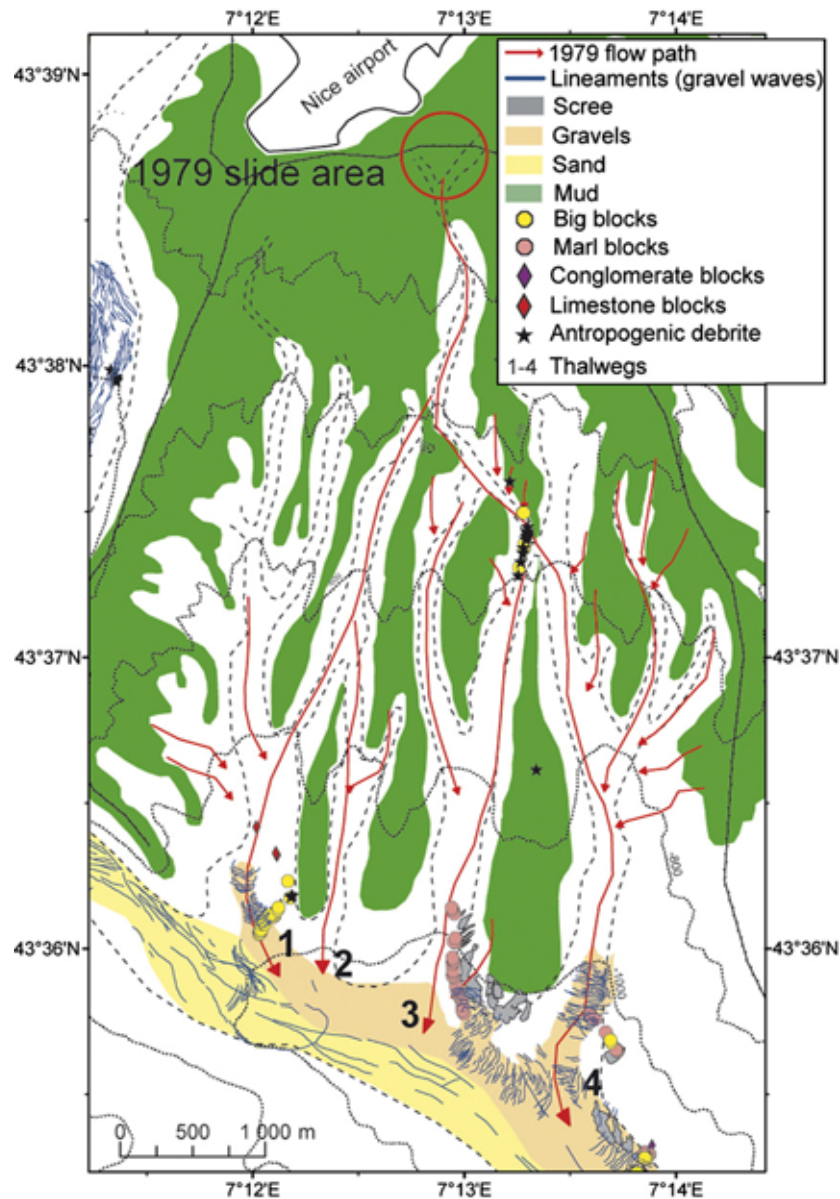


Fig. 5. Interpretation of the submersible observation and side-scan sonar data. Fresh erosion marks and blocks accumulations are observed on the 1979 flow path (red lines) (Mercator, WGS 1984).

At the confluence with the Var Canyon, significant accumulations of rock blocks are observed (Escyanice, 1980; Same, 1986). Limestone or conglomerate blocks do not originate from a known outcrop in the area. They correspond to blocks which were used to protect the airport embankment. We suppose that the energy of the 1979 flow was powerful enough to transport blocks of more than 1 m in diameter down to the Var Canyon.

The Var Canyon floor is covered by boulders, gravels and sand deposits (Fig. 5) (Same, 1986). Lineaments

pointed out at the base of the slope (Fig. 5) represent the crests of gravel waves which were observed on the SAR images (Same, 1986) and during the submersible dives (Escyanice, 1980).

Evidences of massive accumulations, such as debris-flows deposits, were not observed on the gullies floors. It seems that, the gullies were only by-pass zones for the 1979 event and that the 1979 flow increased its volume by erosion of the gullies floors and walls, continuing its path to the Var Canyon.

The large number of small tributaries and gullies entrenching the Var upper slope show that the 1979 event is not a singular event in the area. The area seems to be affected by important erosion processes, and events such as the 1979 event might have been frequent in the past.

5.2. Sediment analyses

5.2.1. Sedimentary description

Sediment samples located on the upper part of the continental slope have been described by Sultan et al. (2004) (MD01-2470, MD01-2471, KGMO-03 and KGMO-06) (Fig. 4). The cores description puts in evidence the presence of detrital silty carbonates with some silty to fine sand quartz, few calcareous nannoplankton and occasional plant debris and gastropods (turritella) in the upper part (Sultan et al., 2004). These sedimentary facies are similar to those described by Dubar and Antony (1995). Corrected AMS radiocarbon dating of a wood fragment at 3.52 mbsf, gave sedimentation rates of 11.5 m ky^{-1} for the area located near the 1979 slide (Sultan et al., 2004). The sedimentation rates are very high but in the same range as those calculated from Dubar and Antony (1995).

The two cores collected during the ENVAR2 cruise (KENV2-01, KENV2-02) are the first sediment samples collected on the 1979 slide scar (Fig. 4). Sediment cores were collected to establish the lithology and mechanical behaviour of the sediment from the failure surface of the 1979 event.

Fig. 6(a,b) shows a comparison of the seafloor before the 1979 event and present-day seafloor. We estimate a maximum thickness of removed sediments, based on the two bathymetric maps (before and after 1979) of about 38 m for the core KENV2-01 (Fig. 6-c), and about 28 m for the other one, KENV2-02 (Fig. 6-d).

Sediment core KENV2-01 is 2.28 m long (Fig. 7). The upper part, from 0 to 1.75 m, is characterized by thin to medium sand content with values ranging between 15 and 90%. A layer characterized by coarse sand and 1–3 cm diameter pebbles has been observed between 0.90 and 0.97 mbsf. Below 1.75 mbsf, the deposits are silty clay dominated (Fig. 7-c). Parallel-coloured (grey to red) clay laminae characterize the lower part of the core (Fig. 7-b). The core KENV2-01 is characterized by high unit weight with values of 19 kN/m^3 at the surface, and between 20 and 22 kN/m^3 for the rest of the core (Fig. 7-d), while the compressional wave velocity V_p increases slightly with depth. The V_p values measured on the MSCL range between 1500–1560 m/s on the upper part and 1600–1650 m/s in its lower part (Fig. 7-e). The coarse sand layer observed between 0.90 and 0.97 mbsf is characterized by a

peak unit weight of about 26 kN/m^3 and a compressional wave velocity of 2400 m/s (measured on the MSCL).

The sediment core KENV2-02 is 1.38 m long (Fig. 8-a). The grain-size distribution plot (Fig. 8-c) shows an important sand content (20–90%). Sand deposits have been described in the upper part of the core. The first sequence between 0.10 and 0.15 mbsf is characterized by 5 cm thick coarse, yellow, non-graded sand deposit. This sequence overlies almost 20 cm of massif coarse sand and pebbles. The pebbles can reach 6 cm in diameter. The sequence presents a sharp and erosive basal contact. Three non-graded sand deposits alternate with coloured thin parallel clay laminae (between 0.35 and 0.80 mbsf) (Fig. 8-b). The lower part of the core is characterized by mottled facies resulting from the mixture of silty clay and discontinuous sand laminae. The same facies was described by Sultan et al. (2004) on cores collected on the upper continental slope (MD01-2470, MD01-2471, KGMO-03 and KGMO-06, see figure Fig. 4 for location).

The upper 10 cm of sediment in core KENV2-02 are characterized by a unit weight, from 17 kN/m^3 to 20 kN/m^3 , followed by higher unit-weight values in the coarse sand and pebbles layer. Below 0.35 mbsf the unit weight ranges between 20 and 22 kN/m^3 (Fig. 8-d). The V_p measurements shows values between 1500 and 1700 m/s, while the sand and pebbles layer reaches a maximum V_p of 2400 m/s (MSCL) (Fig. 8-e).

5.2.2. Geotechnical parameters

Fig. 9 presents a comparison between the geotechnical properties of the cores collected on the upper slope (MD01-2470 and MD01-2471) and the two cores collected from the slide scar (KENV2-01 and KENV2-02). We present on Fig. 9 the undrained shear strength (S_u) measured only on clay and silty clay sediment, the sensitivity defined as the ratio between maximum undrained shear strength (S_u) and the remoulded undrained shear strength ($S_{u_{rem}}$) and the S_u/σ'_v ratio where σ'_v is the vertical effective stress. The S_u of the ENVAR 2 cores is higher than the Geosciences II cores (Fig. 9-a). For the sediment core KENV2-01, the undrained shear strength (S_u) increases linearly with depth from 5 kPa at the seafloor level to 10 kPa at 0.9 mbsf (Fig. 9-a). Below the sand layer (beneath 0.97 mbsf), the S_u shows a linear increase with depth, with a maximum S_u of around 34 kPa at 2.20 mbsf. For the sediment core KENV2-02, an S_u of 5 kPa was measured above the sand deposits (0.10 mbsf). Below the sand deposits, the measurements of the undrained shear strength show values of S_u between 9 kPa at 0.82 mbsf and more than 21 kPa at 1.1 mbsf.

Fig. 9-b presents the sensitivity values calculated for the four sediment cores. The high sensitivity of the

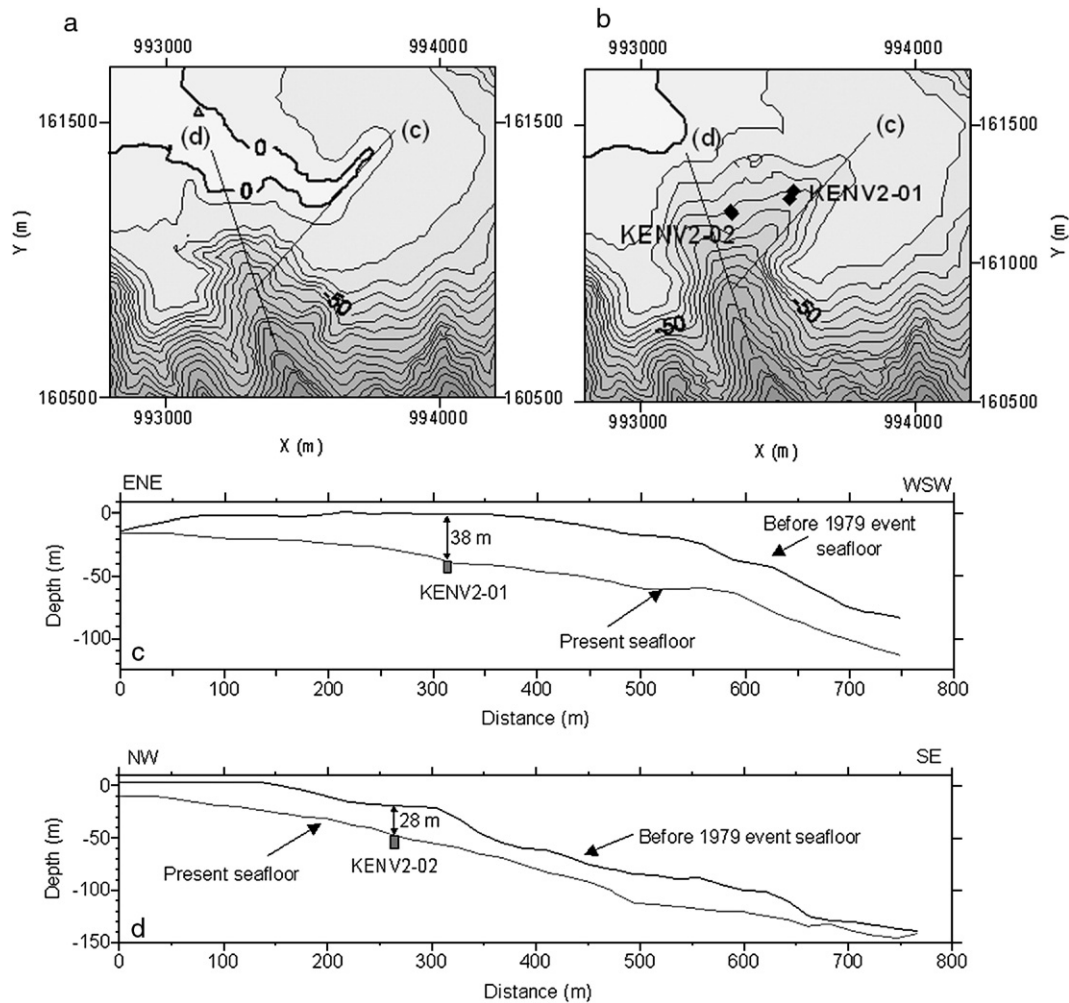


Fig. 6. (a) Contour maps before 1979 accident and (b) after the 1979 accident showing the change on the slope morphology and the ENVAR2 cores location: (c) ENE–WSW cross-section showing the seafloor surface before and after the 1979 event and KENV2-02 location and (d) NW–SE cross-section showing the seafloor surface before and after the 1979 event and KENV2-01 location (Lambert III).

sediment from the scar stands out. Sensitivity values, from the sediment cores KENV2-01 and KENV2-02, are 2 to 3 times higher than the sensitivity values measured on cores MD01-2470 and MD01-2471.

Fig. 9-c presents the Su/σ'_v ratio calculated for the four sediment cores. It seems that the values on the sediment core MD01-2470 and MD01-2471 are lower than 1; only the upper sediment is characterized by values higher than 1. The Su/σ'_v ratio calculated for the two ENVAR 2 cores is higher than 1 and shows the over-consolidated nature of the sediment (Fig. 9-c).

5.2.3. Consolidation geotechnical tests

Samples from cores KENV2-01 and KENV2-02 were taken at different depths in order to perform 4 oedometer

tests (KENV2-01 at 0.14, 0.60 and 1.37 mbsf; KENV2-02 at 0.91 mbsf) (see white rectangles on Figs. 7 and 8).

Fig. 10 presents the oedometer tests performed on sediment samples from KENV2-01 and KENV2-02. Under 25 kPa of vertical effective stress, the circulation of fresh water within the sediment induced significant vertical collapse of the samples: KENV2-01 at 0.6 and 1.37 mbsf and KENV2-02 at 0.91 mbsf (Fig. 10). The oedometer test performed on the sample acquired at 0.14 mbsf from core KENV2-01 was not affected by the fresh water circulation due to moderate sensitivity of the sediment. The collapse of the three other samples is related to the high sensitivity of the sediment as it can be seen from Fig. 9-b. Indeed, in saturated sensitive clays, collapsive structures and sediment deformation may be

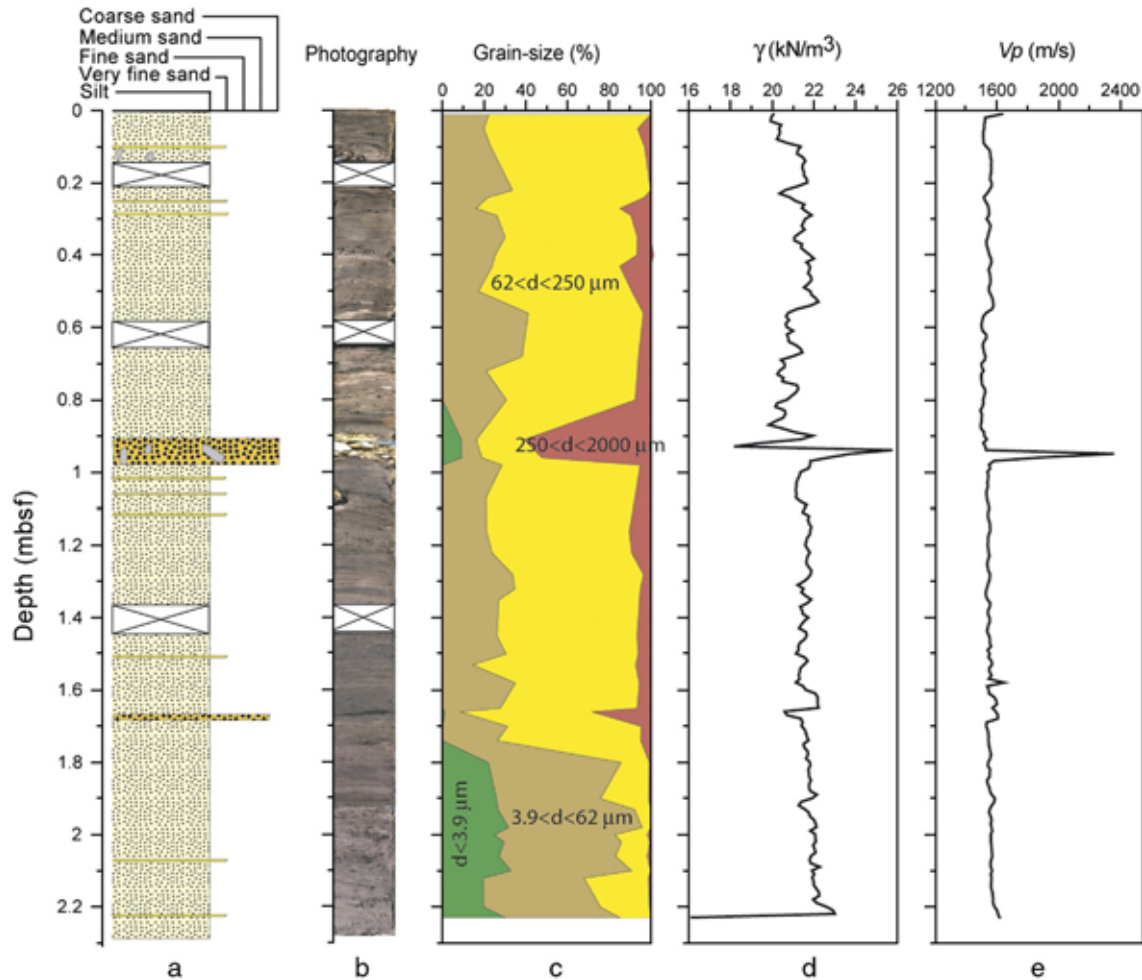


Fig. 7. Sediment core KENV2-01: (a) photography, (b) sedimentary description, (c) grain-size distribution, (d) total unit weight (kN/m^3) and (e) V_p (m/s).

generated by electro-chemical changes induced by pore-water leaching (Lefebvre, 1995).

Table 1 presents the results from the four consolidation tests showing the over-consolidation ratio (OCR) calculated from the effective vertical stress and the pre-consolidation effective stress ($\text{OCR} = \sigma'_p / \sigma'_v$). The OCR ranges from 55.6 at the top of the sedimentary column to 11.21 at 1.37 mbsf on the core KENV2-01 and it is about 21 at 0.91 mbsf on the core KENV2-02. The OCR values highlight the over-consolidated nature of the sediment.

5.3. In-situ piezocone tests

In 1994, Sols Essais carried out along the Nice coast four in-situ piezocone tests (Sols Essais, 1994). One of the secondary applications of the piezocone measurement is the determination of the stratigraphy and the lithology of buried sediment. Pore pressure is difficult to interpret in

terms of lithology. A soft clay, as well as a contractive silt, react to the penetration of the rod by generating a high pore pressure. On the other hand, very stiff clay, as well as very dense silty clay or a dilative silt respond in the same way in term of pore pressure i.e. a low or even a negative pore pressure. However, thanks to the combination of the 3 classical CPT sensors measurements (tip resistance, sleeve friction and pore pressure), it is possible to define a sediment classification chart (see for instance Campanella et al., 1982; Robertson et al., 1986; Robertson, 1990; Ramsey, 2002 among others). In order to define the sediment type from the CPTU PZ11 data, we have used in this work the diagram proposed by Ramsey (2002).

In Fig. 11, the corrected cone tip resistance (q_t), the differential pore-water pressure (Δu), and the sleeve friction (f_s) profiles for the PZ11 test are presented (for location refer to Fig. 4). The tip resistance profile shows peaks (Fig. 11-a) associated with a decrease of pore

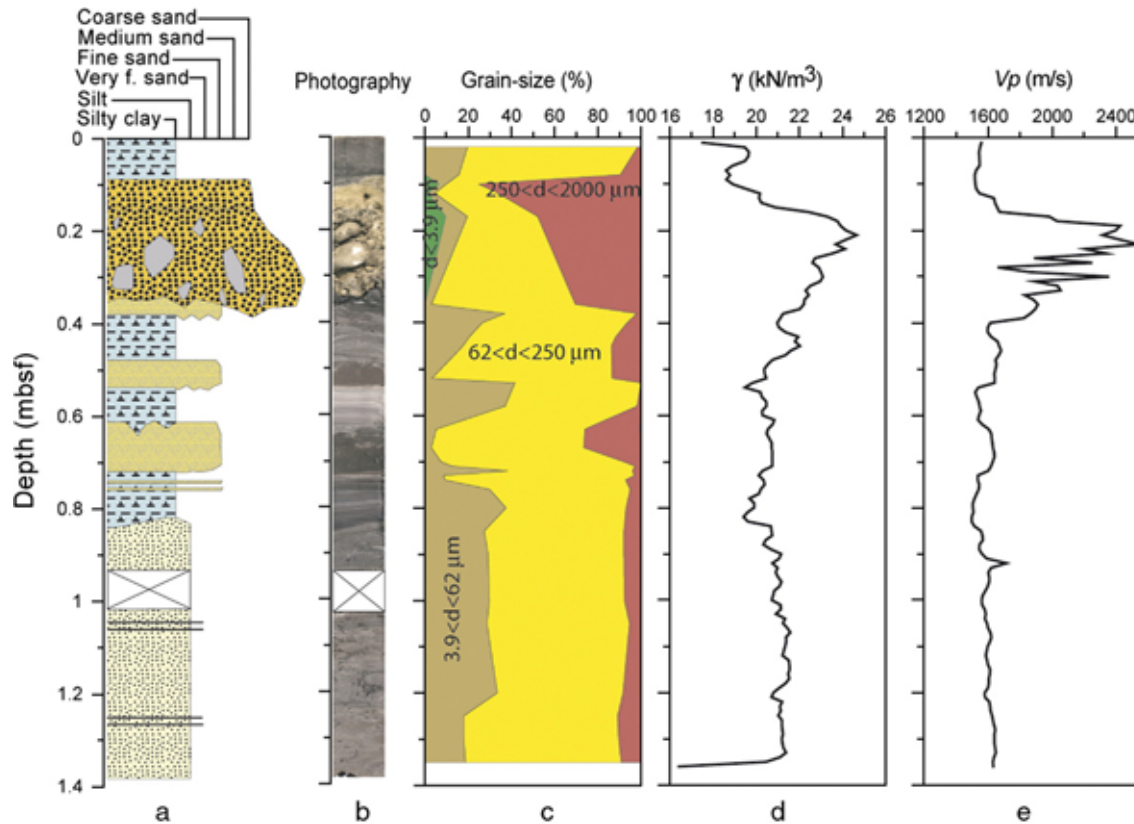


Fig. 8. Sediment core KENV2-02: (a) photography, (b) sedimentary description, (c) grain-size distribution, (d) total unit weight (kN/m^3) and (e) V_p (m/s).

pressure (Fig. 11-b), indicating the presence of coarse-grained sediment. On the other hand, low values of the sleeve friction are observed below 30 mbsf (Fig. 11-c). Fig. 11-d shows the different facies resulting from the PZ11 cone penetration profile. It is interesting to point out the existence of a sensitive clay below 30 mbsf. The sensitive clay layer depth, 30 to 45 mbsf, coincides with the average depth of the failure surface. On the same diagram (Fig. 11-d) we can point out the presence of a very thin sand layer located at around 36–37 mbsf into the sensitive clay layer. This location of this lithology matches well with the lithology of cores collected in the 1979 scar.

5.4. Geological–geotechnical model

Geotechnical data from PZ11 site are selected to create a vertical lithological profile essential for the numerical modelling. The lithological profile is divided into 14 layers and each layer is characterized by different mechanical properties (see Table 2).

When sediment is sheared under an applied stress, excess pore pressure is generated that may (drained

conditions) or may not (undrained conditions) dissipate depending on the permeability of the sediment and the time available. The 1979 slope failure occurred shortly after the harbour construction. That is why in this work we have decided to evaluate the slope stability of the Nice slope by considering the undrained mechanical parameters of the clay layers (undrained shear strength) and the drained parameters for cohesionless soils (internal friction angle).

The lithology and thickness were estimated from the PZ11 lithological model (Fig. 11-d). Estimation of the undrained shear strength (S_u) for clayey layers was made based on the CPTU data according to the following equation:

$$S_u = \frac{q_{\text{net}}}{N_k} \quad (5)$$

where q_{net} is the net cone resistance that depends on the tip resistance q_c , the in-situ vertical effective stress, and the effective cone section ratio. N_k (assumed to be 12 in this case) is an empirical cone factor that depends on lithology (e.g., Lunne et al., 1997). Clay and silty clay layers are

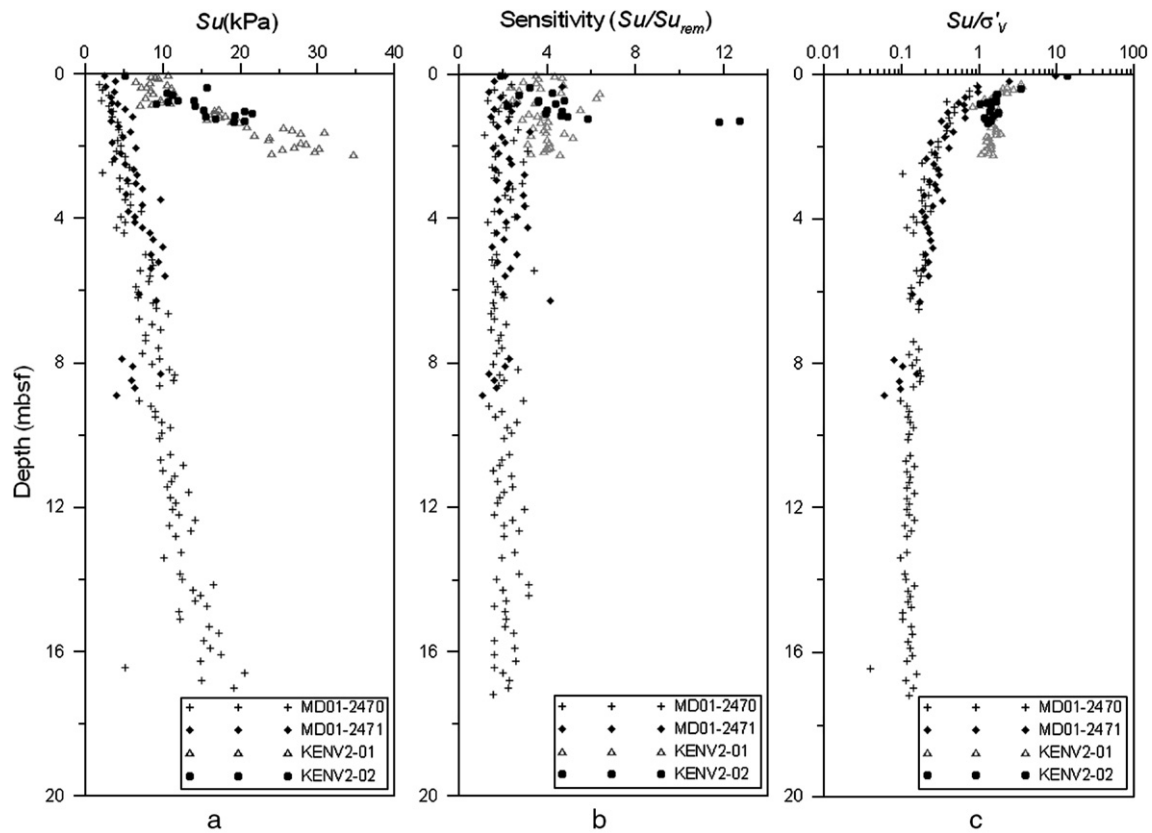


Fig. 9. (a) Undrained shear strength (S_u), (b) sensitivity ($S_u/S_{u_{rem}}$) and (c) S_u/σ'_v for the sediment cores MD01-2470, MD01-2471, KENV2-01 and KENV2-02.

characterized by S_u corresponding to the average value measured for each layer during the PZ11 CTPU test.

The shear strength of cohesionless soils, sand and silt, is usually expressed in terms of the internal friction angle (ϕ'). Numerous methods for assessing ϕ' from cone resistance have been published (Lunne et al., 1997). We used the empirical method proposed by Campanella and Robertson (1983) to determine ϕ' from the cone resistance (q_c) and the vertical effective stress (σ'_v). Layer 12 is the last sedimentary layer characterized from CPTU measurements. In the lack of any geotechnical data below layer 12, two case calculations were considered: 1) layers 13 and 14 as the substratum and were artificially characterized by high undrained shear strength and 2) only layer 14 was considered as a substratum while the lithology of layer 13 was assumed similar to layer 11.

6. Modelling the Nice airport slope failures

6.1. Input data

In order to evaluate the slope stability before the 1979 accident, two cross-sections along ENE–WSW and NW–

SE directions, have been selected based on the bathymetric analysis (for location see Fig. 6). Comparison between the present-day seafloor surface and that before the 1979

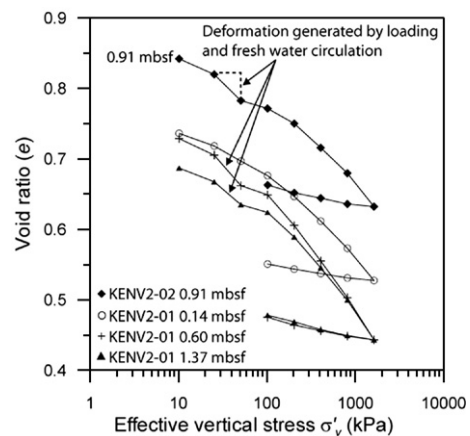


Fig. 10. Oedometer tests carried out on sediment at 0.14, 0.60 and 1.37 mbsf from core KENV2-01 and at 0.91 mbsf from KENV2-02. Under 25 kPa of vertical effective stress, the circulation of pure water within the sediment has induced additional sediment deformation. The pre-consolidation pressure determined from the oedometer test shows a very high degree of consolidation OCR of the sediment.

Table 1
Geotechnical parameters used for the finite element calculation

Core	Depth (m)	σ'_p (kPa)	σ'_v (kPa)	OCR
KENV2-01	0.14	70.6	1.27	55.6
KENV2-01	0.6	116.2	6.02	19.3
KENV2-01	1.37	155.6	13.88	11.21
KENV2-02	0.91	210	9.92	21.17

accident on the Nice airport area, reveals a significant thickness of missing sediment (Fig. 6-c and d).

For the two cross-sections, the problem domain is discretized into 4517 nodes and 1428 quadrilateral elements. Mesh and limit conditions are presented in Fig. 12.

Three scenarios were considered in order to identify the triggering mechanism responsible of the 1979 failure:

1. The first scenario considers the stability of the slope before the harbour extension.
2. The second scenario considers the load induced by the embankment of the new harbour. The unit weight of the first layer changed, due to the embankment loading. The aim of this modelling is to quantify the impact of the new harbour construction on the sediment. We also modelled the Seed hypothesis, by considering the loading of the new harbour induced by 2.5 m sea-level lowering.
3. The third scenario simulates the softening/creeping of the sediment with the maximum strains generated by the harbour extension. Based on the results from the embankment loading case, we imposed the softening

Table 2
Results from the consolidation tests

Layer	Lithology (from PZ11)	Thickness (m) (from PZ11)	Su (kPa) (from PZ11)	ϕ (degrees) (from PZ11)	γ' (kN/m ³) (from PZ11)
1	Sand	0.05	0	34	6.5
2	Clay	0.95	67.28	0	6.5
3	Silt	1.35	0	36.9	6.5
4	Clay	1.75	61.89	0	6.5
5	Clay	0.7	59.2	0	5.2
6	Sand	0.3	0	32	5.2
7	Clay	6.36	71.78	0	5.2
8	Sand	0.4	0	33	5.2
9	Silty clay	8.53	70.39	0	7.15
10	Sand	0.5	0	33	7.8
11	Silty clay	5.9	65.26	0	7.93
12	Sensitive clay	12.9	68.62	0	9.1
13	Substratum	8.35	130	0	10.4
14	Substratum	9.45	400	0	10.7

Su: undrained shear strength.

ϕ : internal friction angle.

γ' : submerged unit weight.

of the sensitive clay layer by decreasing the undrained shear strength.

6.2. Output data

Different parameters result from the numerical models, the main ones being:

- a. The FOS which is defined from the diagram FOS vs. maximum displacement on the curve presented in

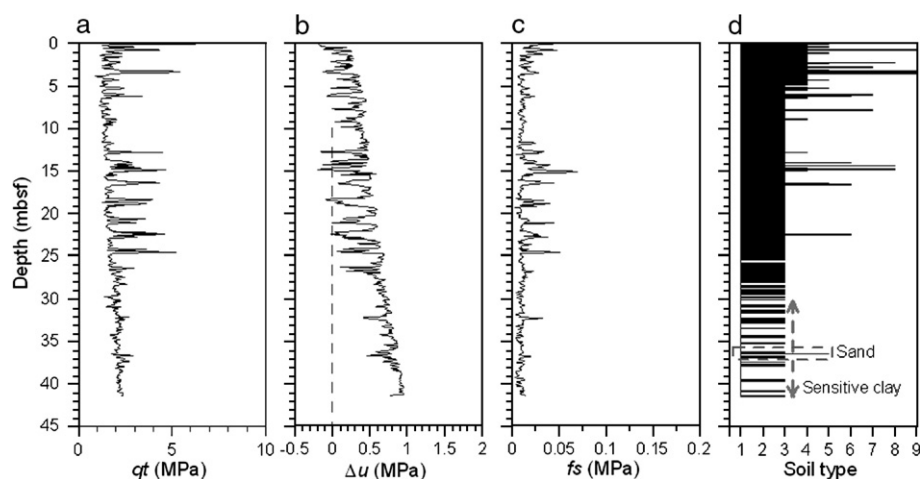


Fig. 11. Results of PZ11 CPTU test (for location refer to Fig. 4) including measurements of a) corrected cone tip resistance (q_t), b) differential pore-water pressure (Δu), c) sleeve friction (f_s), and d) lithology profiles (see text for discussion) (after Sultan et al., 2004). 1—sensitive clay; 2—organic clay; 3—normally consolidated clay; 4—over-consolidated clay; 5—clayey sand; 6—sandy very clayey silt; 7—sandy silt; 8—silty sand and 9—clean sand. Black continuous line rectangle is area of sensitive clay and dotted line rectangle is permeable sand layer.

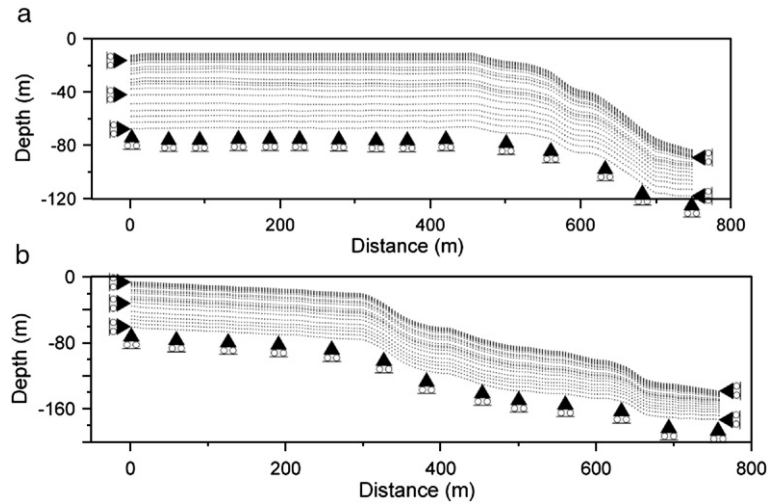


Fig. 12. Mesh and limit conditions for the two profiles (a) ENE–WSW and (b) NW–SE used in the finite element calculations.

Fig. 13. The critical FOS corresponds to a sudden increase in displacement.

- The yield function with positive values corresponding to the plastic behaviour of the sediment is also presented for the critical FOS.
- The horizontal displacements are presented for the critical FOS.

6.3. Results

6.3.1. Scenario 1: slope stability assessment before the harbour extension

To identify the origin of the 1979 slope failure and to get a reference calculation, the FOS is calculated by considering only the submerged sediment unit weight (γ') along the two

considered directions (gravity loading). For this scenario, layers 13 and 14 were considered as rigid substratum.

6.3.1.1. The ENE–WSW cross-section. For the ENE–WSW direction, the critical FOS is equal to 1.8 (Fig. 13-a). Fig. 14-1a presents the yield surface values and shows the existence of a continuous area of plastic deformation (yellow areas). Therefore, failure might occur for partial shear strength parameters corresponding to a FOS of 1.8. Curiously, and despite the stable state of the considered slope (ENE–WSW), the most critical failure surface matches well with the present location of the seafloor (orange line in Fig. 14-1a).

Fig. 14-1c shows the results of the horizontal displacement calculated for a FOS equal to 1.8. The

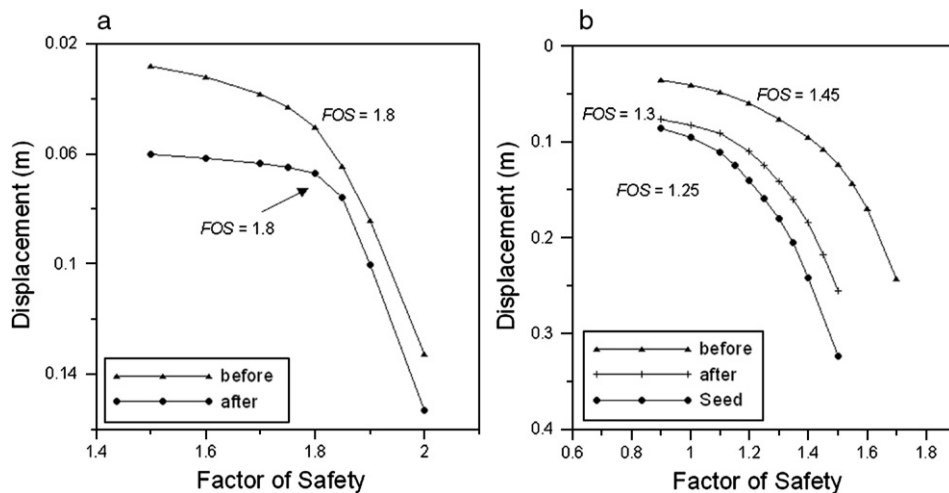


Fig. 13. FOS vs. displacement for (a) ENE–WSW direction and (b) NW–SE direction.

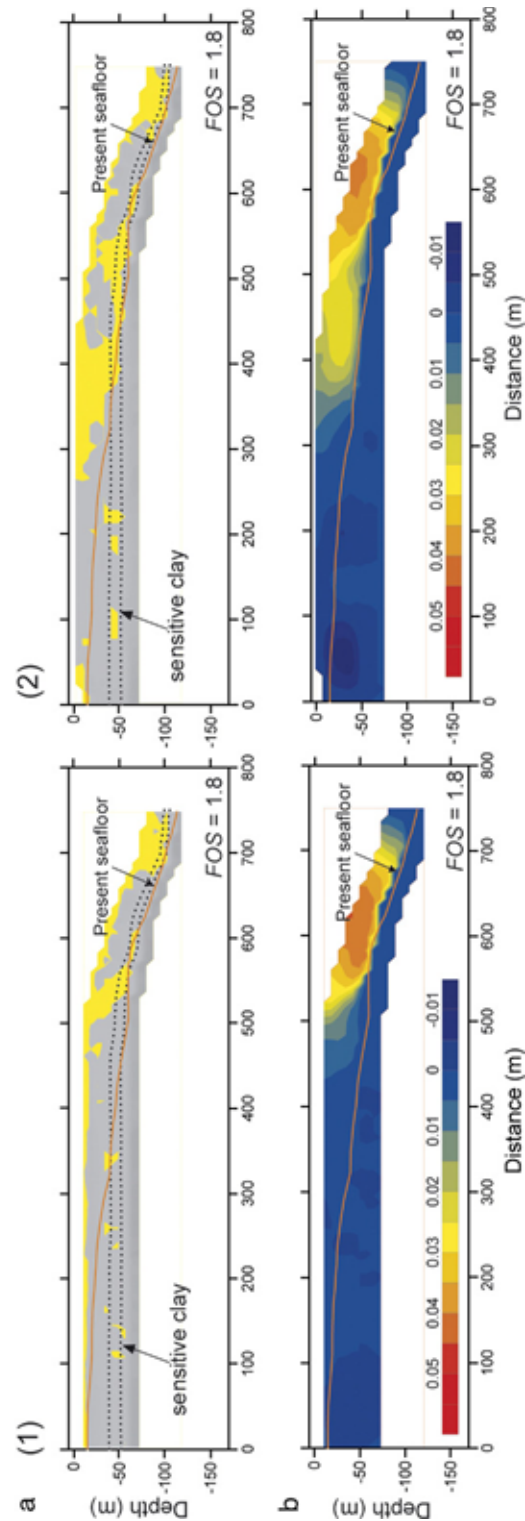


Fig. 14. Results for the ENE–WSW direction for a FOS equal to 1.8 (b) horizontal displacement for FOS = 1.8 (m) and (2) second scenario with the embankment load (a) yield function for a FOS equal to 1.8 (m), positive values correspond to the displacement from left to right.

maximum displacement is located along the slope and it is about 0.05 m (Fig. 14-1c).

6.3.1.2. The NW–SE cross-section. For the NW–SE cross-section, the FOS corresponding to a sudden increase of the maximum displacement is equal to 1.45 (Fig. 13-b). Fig. 15-1a shows a continuous area of plastic deformation, where yield surface values are positive.

Fig. 15-1b presents the horizontal displacement determined for a FOS equal to 1.45. The displacement values are higher than for the ENE–WSW direction; with a maximum horizontal displacement located in the upper part of the slope and it is about 10 cm.

The FOS is higher than 1 before the harbour extension (1.8 and 1.45 respectively) along the two directions. The analysis however reveals the metastable state of the upper Nice slope (FOS=1.45). For this reason, the origin of the sediment failures in the study area is more difficult to assess if we consider the probably large volume of sediments in a metastable state. Any external load may generate sediment failures. The same conclusion was obtained by Mulder (1992).

6.3.2. Scenario 2: slope stability assessment after the harbour extension

The second scenario aims to evaluate the slope stability under the embankment loading where the harbour geometry and its additional load are considered in the calculation. The geotechnical parameters of the 14 soil layers used in this calculation test are the same as for the previous case. Only the total unit-weight value of the first layer corresponding to the harbour embankment (total unit weight, $\gamma=26 \text{ kN/m}^3$) has been added.

6.3.2.1. The ENE–WSW direction. For the first calculation, layers 13 and 14 were considered the substratum. Fig. 13-a shows the variation of the maximum displacement vs. the FOS along the ENE–WSW profile. The sudden increase of the maximum displacement occurs for a FOS equal to 1.8 (Fig. 13-a). The embankment did not generate a significant modification of the FOS (around 1.8 before and after the harbour extension) only the maximum displacement increased.

Fig. 14-2a presents the yield function calculated for a FOS of 1.8. The plastic behaviour characterized by positive values (yellow areas) describes a continuous area from the shelf to the slope (Fig. 14-2a). The base of the critical surface seems to be rooted in layer 12, which corresponds to the sensitive clay (Fig. 14-2a).

Comparison between Fig. 14-1a (1st scenario) and Fig. 14-2a (2nd scenario) confirms the increase in volume

of metastable sediment, with an expansion of the critical failure surface from the slope to the shelf.

Fig. 14-2b presents the horizontal displacement calculated for the present scenario (FOS=1.8). We observed that the horizontal displacement expands beneath the harbour embankment. The maximum value of the horizontal displacement is 0.055 m. Comparison between the seafloor after the 1979 accident and the most critical failure surface obtained from the calculation confirms again that the slope failure occurred in 1979 coincides with the predicted most critical failure surface (Fig. 14-2b).

An additional calculation where only layer 14 was considered as rigid has shown that the slope is characterized by a FOS between 1.7 and 1.8 and the base of the critical surface is once again initiated in layer 12.

6.3.2.2. The NW–SE direction. Fig. 13-b shows the variation of the maximum displacement vs. FOS under the embankment loading conditions. The FOS is now equal to 1.3 and shows a decrease compared to the previous case (Fig. 13-a). For this calculation, layers 13 and 14 were considered the substratum.

Fig. 15-2a show the yield function calculated for a FOS of 1.3. We observe that sediment masses characterized by plastic deformation are now activated beneath the harbour embankment and extended into the very sensitive clay layer. Fig. 15-2b presents the horizontal displacement and shows high horizontal displacements beneath the harbour embankment (Fig. 15-2b). The maximum value of the horizontal displacement is about 11 cm.

The position of the substratum with respect to the sensitive layer seems to have a minor effect on the FOS and the position of the critical failure surface. For this reason, the following scenarios will only consider the geometry of the first layer while the substratum corresponds to layers 13 and 14.

6.3.2.3. NW–SE direction under seed's hypothesis.

According to Seed's hypothesis (Seed, 1983; Habib, 1994), a slide, with a significant initial volume, initiated 15 km off the coastline, inducing a lowering of the sea level of about 2.5 m, which in turn increased the load of the harbour embankment. In this section, the Seed's hypothesis is considered using the additional load resulting from a sea-level lowering of 2.5 m. Under this hypothesis, the loading mechanism consists of replacing, over the first 2.5 m, the submerged unit weight (γ') of the sediment (and or embankment) by the total unit weight (γ).

Fig. 13-b shows that the FOS, calculated for the Seed's hypothesis, is equal to 1.25. It seems that the FOS remains almost equal compared to the previous case (Fig. 13-b).

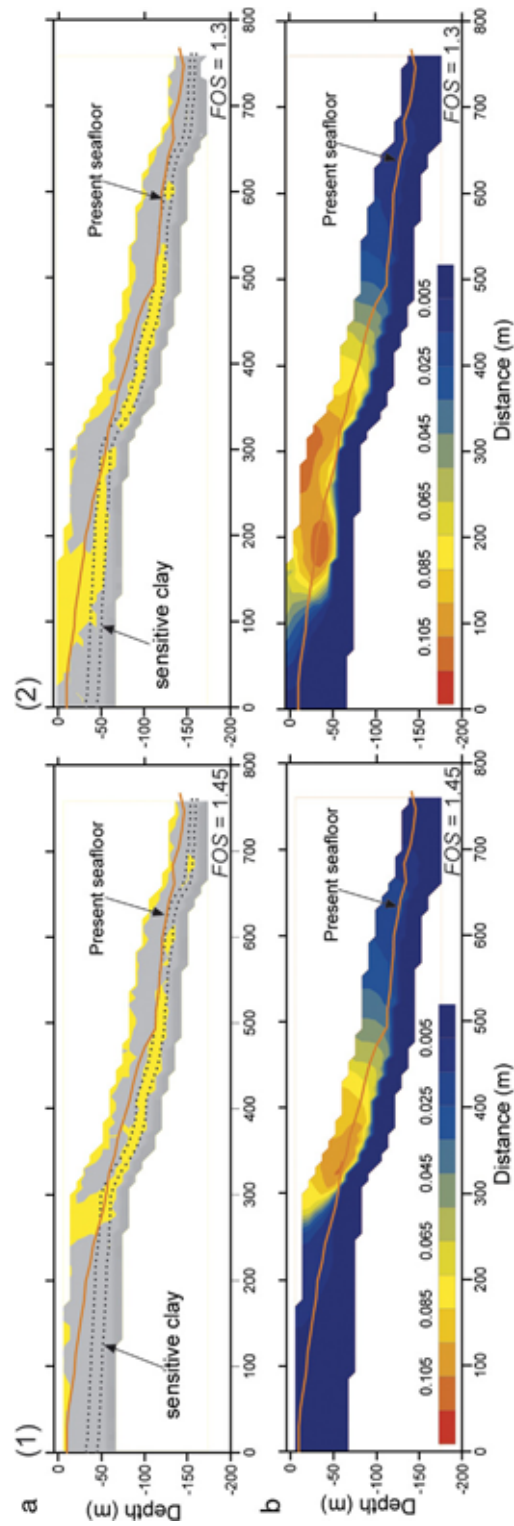


Fig. 15. Results for the NW–SE direction for (1) first scenario without the embankment load (a) yield function for a FOS equal to 1.4 (b) horizontal displacement for FOS = 1.45 (m) and (2) second scenario with the embankment load (a) yield function for a FOS equal to 1.3 (m).

Fig. 16-a presents the yield function and shows the area where the sediment is characterized by plastic behaviour. A continuous area rooted in layer 12 is observed beneath the embankment and on the slope (Fig. 16-a). Comparison between Fig. 16-a (Seed's hypothesis) and Fig. 15-2a (embankment load) shows the activation of a sediment mass with plastic behaviour on the slope edge under the sea-level lowering scenario.

Fig. 16-b presents the horizontal displacement calculated for a FOS equal to 1.25. Comparison between Fig. 16-b and Fig. 15-2b shows little increase of the horizontal displacement beneath the harbour embankment. The maximum value is now about 13 cm compared to the 11 cm for the previous case calculation (Fig. 15-b).

Due to the short period under which sea-level lowering occurred (Habib, 1994), the small increase in horizontal displacement for a quasi-constant FOS cannot play an important role in the 1979 slope failure.

Simulation results indicate that the harbour extension (embankment load) on the slope had the following effects on the stability of the slope:

- A decrease of the FOS, from 1.45 to 1.3, for the NW–SE cross-section;
- An extension of the plastic area (positive yield function) beneath the harbour embankment
- An increase of the horizontal displacement beneath the harbour extension.

The metastable state of the upper Nice slope before the harbour construction is accentuated after the new harbour construction. The Seed's hypothesis (Seed, 1983) did not imply a significant degradation of the upper Nice slope

stability. However, Seed supposed that the overloading on the airport platform generated static liquefaction of a loose sand layer. From our in-situ geotechnical measurements and coring, no such a loose sand layer was identified. Thus, for our modelling we only considered the embankment emersion as a consequence of the sea-level lowering.

6.3.3. Scenario 3: slope stability assessment under static load and creep of the sensitive clay layer

The low FOS characterizing the NW–SE cross-section and the existence of a sensitive clay have probably favoured sediment failure. Although, the FOS is greater than 1 for the two considered cross-sections, creep may induce failures in clayey slopes even for strengths lower than the peak strength (Lefebvre, 1981; Tavenas et al., 1978).

Indeed, soil creep represents strain increases with time resulting from prolonged application of a constant stress. The soil strength along a critical surface when subjected to continuous strains will degrade and the residual strength can reach the remoulded strength of the materials. Geometric changes and associated degradation of strength may then lead to slope failure if the stress state is located above a threshold given by the large deformation strength of the material (Vaunat and Leroueil, 2002).

Creep is generally divided into three stages (see Fig. 17-a, after Singh and Mitchell, 1968):

- the primary creep starts at a rapid rate and slows with time. Mitchell (1964), among others, adapted the rate process theory to describe this first creep stage.
- the secondary creep has a relatively uniform rate;

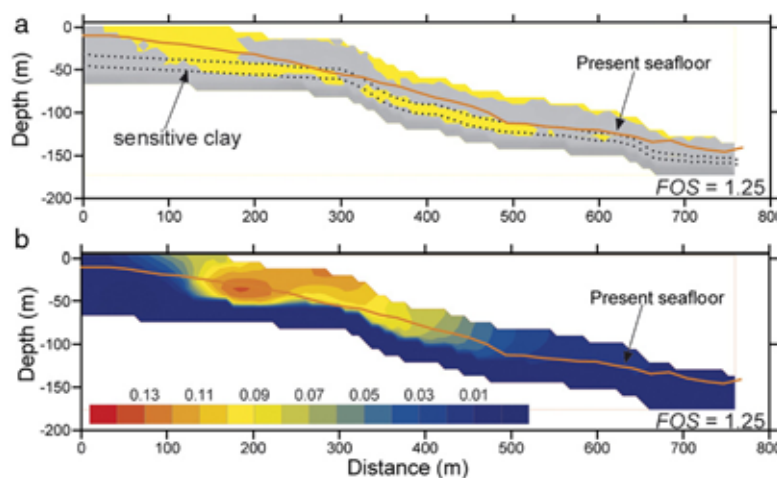


Fig. 16. Results for the NW–SE direction for Seed's hypothesis with (a) yield function for a FOS equal to 1.2 and (b) horizontal displacement for FOS = 1.25 (m).

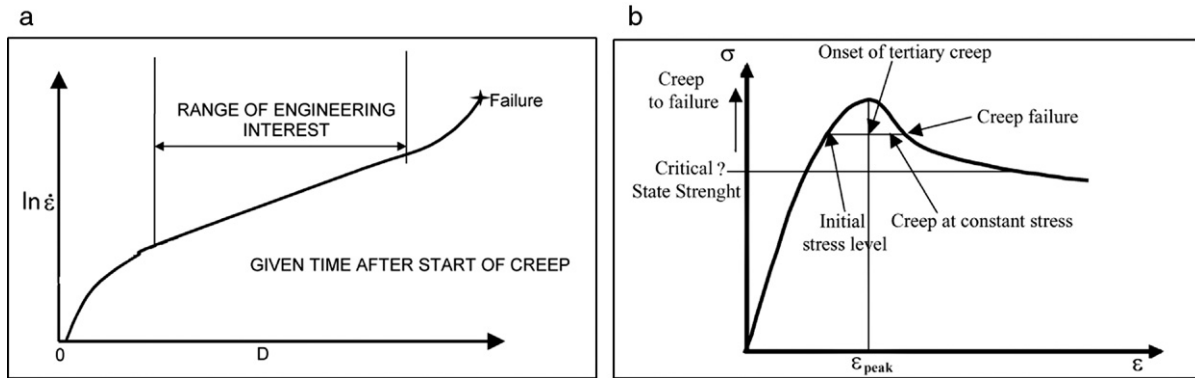


Fig. 17. a) Influence of stress intensity (D) on creep rate ($\dot{\epsilon}$) after Singh and Mitchell, 1968). b) Idealised creep to failure model at less than peak strength, where ϵ is the strain and σ is the deviatoric stress (after Hunter and Khalili, 2000).

- the tertiary creep has an accelerated creep rate and terminates when the material breaks or ruptures. Lefebvre (1981) proposed the concept of a “stability threshold”, defined as the strength at about 8% axial strain. Lefebvre (1981) hypothesised that at constant deviatoric stress levels above the threshold value, failure would eventually occur due to creeping.

Several empirical models have been proposed for creep-induced failure in materials (see for instance Singh and Mitchell, 1968; Tavenas et al., 1978). Hunter and Khalili (2000) have proposed a simple criterion, which is presented in Fig. 17-b and it corresponds to:

- Creep to failure can occur at less than peak strength, with the limiting strength possibly being as low as the fully softened (or critical state) strength.

- The level of shear strain at which the onset of failure due to creep occurs is equivalent to the shear strain at peak stress (ϵ_{peak}) in the equivalent conventional strength test.

Fig. 18-a presents the deviatoric stresses (q) before and after the harbour extension, along the observed failure surface of 1979 (corresponding to the present seafloor) for a FOS equal to 1. From Fig. 18-a, one can observe a significant increase in deviatoric stress (q) beneath and due to the harbour embankment.

Fig. 18-b shows the variation of the deviatoric stress (q), vs. shear strain (ϵ_d) along the 1979 failure surface. In addition to the increase in deviatoric stress (q), there is also an increase in shear strain (ϵ_d). For a given ϵ_{peak} to failure, as defined by the criterion of Hunter and Khalili (2000), Fig. 18-b shows that the harbour extension decreased the

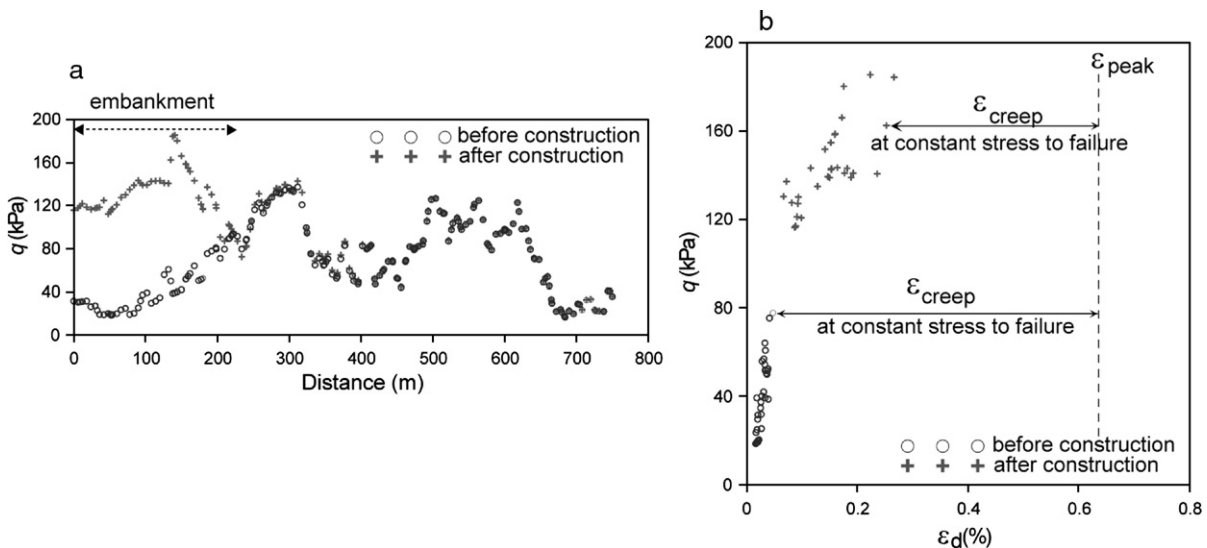


Fig. 18. (a) Deviatoric stress (q) before and after the harbour extension along the 1979 failure surface and (b) deviatoric stress (q) vs. shear strain (ϵ_d) along the 1979 failure surface beneath the embankment.

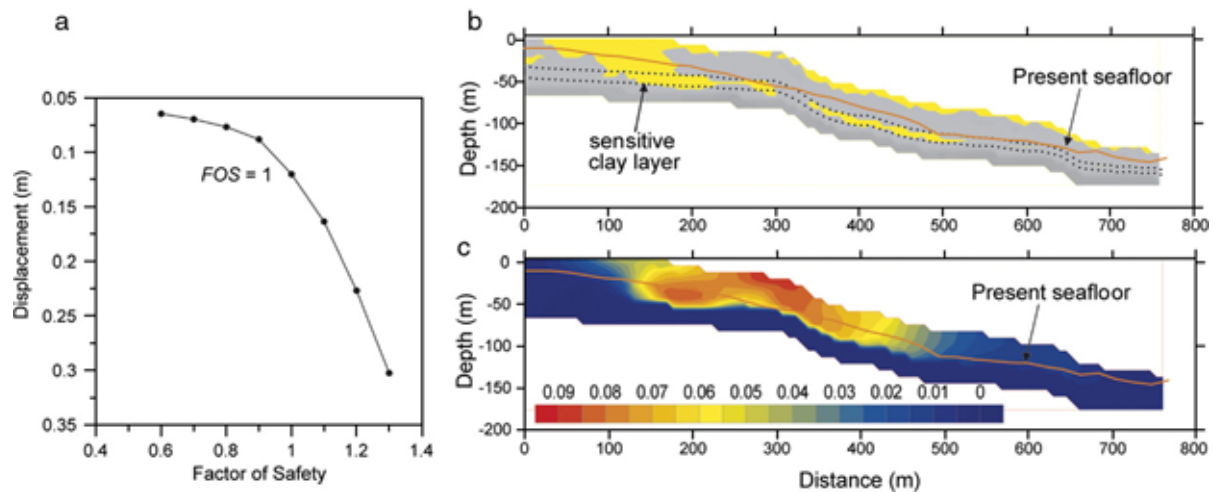


Fig. 19. Results for the NW–SE direction for the third scenario with (a) diagram of the FOS vs. displacement, (b) yield function for a FOS equal to 1 and (c) horizontal displacement (m).

creeping strain needed to initiate failure of the upper Nice slope.

6.3.3.1. The NW–SE direction. As it was expected from the FOS value obtained for the NW–SE cross-section and under embankment load conditions, a decrease of the undrained shear strength of about 15% ($1 - \frac{1}{FOS}$) was needed to generate failure (Fig. 19-a). This decrease of the undrained shear strength can result from the creeping of the sensitive clay layer under the embankment load. The sediment mass characterized by plastic deformation (positive yield function) activates under the harbour embankment and extends into the sensitive clay layer (Fig. 19-b).

Fig. 19-c presents the horizontal displacement calculated for a FOS equal to 1. The horizontal displacement is located along the slope and beneath the embankment, and the maximum value is about 9 cm (for FOS=1).

Table 3 summarizes the main results obtained from the numerical modelling. One can point out the evolution of the FOS values and the horizontal displacement calculated for each study case. The calculation results will be discussed in the next section.

7. Discussion

The present study substantially improves our understanding of the triggering mechanism of the 1979 failure event. Mulder et al. (1997) considered that the Var deep-sea fan is very active and fed by 3 different types of processes: (1) hyperpycnal plumes which are directly linked to the activity of rivers, (2) high-frequency superficial failures affecting under-consolidated sediments on the upper slope and (3) low-frequency failures affecting larger volumes of sediment generated by external forcing.

7.1. Pre-conditioning factors

Several factors, related to the geological context, may influence the stability of the Var Prodelta slope.

7.1.1. Sediment lateral variability

Presently, the head of the submarine canyon is directly connected to the Var River mouth. We know that ephemeral river mouth bars exists and that during huge river floods they collapse into the sea feeding the Var canyon (Sage, 1976). Most of the coarse-grained material

Table 3
Summary of the results obtained from the numerical modelling

	NW–SE profile				ENE–WSW profile	
	Before construction	After construction	Seed's hypothesis	Sensitive clay creep	Before construction	After construction
FOS	1.45	1.3	1.25	1	1.8	1.8

is thus trapped into the canyon head. However, under westerly waves conditions, a substantial part of the Var River plume is dispersed over the shelf in front of the airport providing fine sand, silt and mud in that area (Sage, 1976).

Before 1969, when the Var River mouth was fixed with artificial levees, it used to migrate along the coastline over distances of a few kilometers. This migration would have increased through time the heterogeneity of the superficial sediment cover. The lateral variability of sand layers is undocumented, although it would locally have a great impact on sediment instability. Indeed, these sandy layers could represent the conduits for the fresh water circulation increasing the sensitivity of the surrounding clay layers and therefore the formation of weak layers in the area.

7.1.2. Steep slopes and major erosion of the slope

The continental slope in front of the Var prodelta is steep and that considerably increases the risk of slope failure. The Var prodelta slope is undercut by numerous gullies. Four main gullies characterize the area between the Var canyon and the airport platform. These thalwegs are sharply incised in their upper part and become shallower, but wider (150–200 m) close to the confluence with the Var Canyon. The gullies are characterized by numerous, very narrow, tributaries, some of them initiating in the middle slope.

This clearly indicates that submarine failures are common features along the front of the Var delta and that this phenomenon started long before the airport construction. The undercutting creates local steep slopes that may later trigger the flank collapses.

7.1.3. Hyperpycnal flows

Marine hyperpycnal flows were defined for the first time by Bates in 1953. Hyperpycnal flows may form at a river mouths when the density of the fresh water with substantial suspended matter is superior to the density of the ambient sea water (Bates, 1953; Wright, 1977; Nemec, 1995; Mulder et al., 2003).

Mulder et al. (1997) demonstrated that hyperpycnal flows are frequent on the Var area. The Var River is a relatively small river draining the south Alps. Its drainage basin contains extended black shales areas that provide easily erodable particles that can be transported in suspension down to the river mouth. Flash floods are frequent in spring and autumn, generally linked to violent storms over the Alps. Statistical analysis of the Var River discharge over the last 40 yr showed that the Var River can produce 24 h long hyperpycnal flows into the canyon head every 20 yr (Mulder et al., 1997). For example, the volume of sediment delivered at the river mouth during the 1994

flood was about 10 times the average volume of sediment delivered each year. Presently, in-situ monitoring is made along the Var Canyon in order to measure the energy, the frequency and the sediment supply of the currents (ENVAR-Hermes Programme). The impact of such flows on the sediment stability has not been studied yet.

7.2. Triggering mechanisms

7.2.1. Increase in pore pressure

Two weeks before the 1979 event, intense rainfall occurred over the whole Var drainage basin and the Nice coast. This might have substantially increased the pore pressure into the sand layers below the platform and thus decreased the effective stress. However, the link between infiltration of the rainfall water and the pore pressure in sandy layers below the airport is not well documented although it can be inferred from the location of fresh water springs in Present Day's Nice slope. In-situ piezometer measurements were conducted by Guglielmi (1993) on the continental slope off the Nice airport in order to quantify the location of fresh water springs. Guglielmi (1993) showed that below the Nice airport the alluvial water flows into the permeable sand layers intercalated within the deltaic Holocene clay deposits.

7.2.2. Anthropogenic actions, such as the airport construction on the shelf or dams and embankments on the Var River

Land filling operations on the shelf off Nice started for the first time in 1940, in order to extend the Nice airport on the left bank of the Var River. These works implied the deviation of the Var River mouth westward. The airport expansion gained 50 km² to sea in 1969. After 1969, the airport extended off the left bank (Sage, 1976). According to the same study, the airport extension and the urbanization completely changed the near shore water circulation. Sage (1976) pointed out the influence of the airport construction on the coastal current pattern and on the sediment distribution in the Baie des Anges. The embankment of the Var River, particularly at the river mouth, fixed the link between the river and the canyon head.

After construction of the airport, the sediment delivered by the river arrived directly at the canyon head. However, in the mean time, several dams were built along the Var River valley in order to trap coarse sediments (pebbles and boulders). The impact of these dams on the sediment content and volumes delivered at the river mouth has not been accurately documented. However, we may assume that volumes of coarse material and coarseness of sediment delivery decreased dramatically because of the dams.

Numerical simulations were conducted in this study in order to point out the impact of the harbour construction on the slope stability. The first calculation carried out with the finite elements method, highlighted the metastable state of the Nice slope even before the harbour construction. The FOS was found greater than 1, but not enough to presume that the slope was safe. However, by considering the load induced by the construction of the harbour embankment, the safety conditions become more critical. Moreover, the sediment mass characterized by the plastic deformation (positive yield function) activated beneath the harbour embankment and an important increase of the horizontal displacement is observed just below the harbour embankment. The critical surface seems to initiate in layer 12, corresponding to the sensitive clay layer.

Although, the embankment generated a tiny decrease of the critical FOS, an important increase of the deviatoric stress (q) beneath the airport, due to the harbour embankment was pointed out. In addition to this increase of the deviatoric stress (q), we can clearly see an increase of the shear strain ϵ_d . Thus, for a given ϵ_{peak} driven to failure as defined by the criterion of Hunter and Khalili (2000), we see that the harbour extension decreased the creeping strain needed to cause failure of the upper Nice slope. Without the airport embankment, the Nice slope would have probably failed (due to the sensitive clay layer), but probably at a much later stage (without knowing the creeping rate we cannot define more precisely any time period).

7.2.3. Analysis of the sensitive clay layer

The geotechnical measurements (in-situ CPTU tests and laboratory consolidation tests) pointed out the presence of a sensitive clay layer. A sensitive clay is the result of slow geological processes. Most quick (sensitive) clays have been formed in sediments that were deposited in sea water during the last deglaciation. The clay deposits can be leached, thereby changing ion concentration in the pore water. Leaching can be caused by fresh water infiltration, artesian water pressure in underlying permeable layers and by diffusion.

A sand layer was described in cores KENV2-01 and KENV2-02 within the upper sediments close to the sensitive clay layer. This sand layer represents a very permeable level, which might be a fresh water conduit into the sediment layers. It is therefore probable, that the sensitive clay changed its mechanical properties by leaching due to the fresh water circulation.

The 3 oedometer tests carried out on samples from KENV2-01 at 0.60 and 1.37 mbsf and KENV2-02 at 0.91 mbsf showed the same behaviour of sediment

collapse and deformation under pure water circulation. This hydro-mechanical behaviour confirms the presence of a high sensitive clay at the failure interface of the 1979 event.

In our model results, the critical surface seems to initiate in layer 12, which corresponds to the sensitive clay layer. Seafloor surface after the 1979 accident coincides with the most critical failure surface obtained from the calculation.

7.3. Most probable scenario of slope failure

In view of the circumstances that concurred before the Nice 1979 catastrophic event, the most probable scenario was (Fig. 20):

1. The occurrence of a high permeability sand layer in the 1979 scar wall is a major pre-conditioning factor. This layer probably acted as a fresh water conduit, as it was observed by Guglielmi (1993), which caused an increase of the clay sensitivity (by leaching) and a decrease of the effective stress (Fig. 20-a).
2. Taking into account the load induced by the harbour construction, the embankment probably generated softening of the mechanical properties of the sensitive clay layer and an increase in creeping (Fig. 20-b).
3. Possible increase of the pore pressure after a period of rainfall could also play an important role. Pore pressures would induce a decrease of the effective stress and conduct to failure (Fig. 20-c). Those three factors were enough to trigger the initial slide that secondly evolved into a turbiditic current which probably cut a sharp gully on the Var upper slope, incorporating a large volume of new material along its path down the Var Canyon.

7.4. Prediction of potential future slope failures

For what we know now, there is no doubt, the airport platform area is clearly metastable and several triggering mechanisms are still active. To go ahead and better predict what could happen in the future under different loading conditions, we obviously need to have a better knowledge of the sensitive clay spatial and vertical pattern and of the distribution of sandy layers all over the slope, and particularly below the airport. We believe that the occurrence of this sensitive clay is a highly important observation. Does this layer cover the whole area under the airport platform? Does it become sensitive only within the pathways linked to the proximity of narrow sandy channels? We cannot answer these questions using today's available data; however,

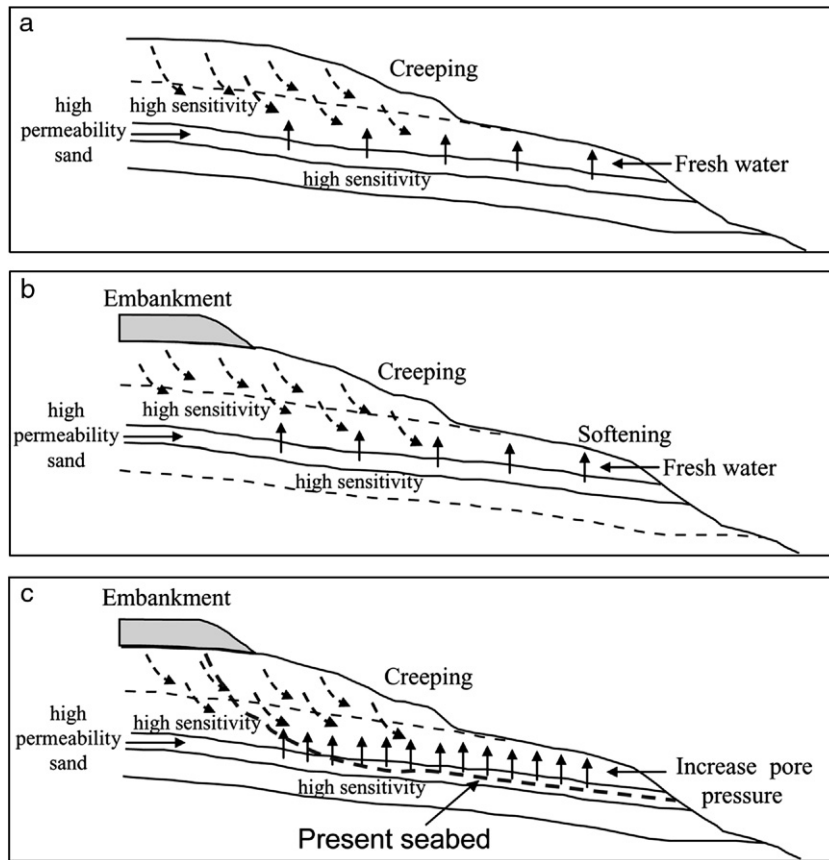


Fig. 20. Sketch illustrating the probable scenario of the 1979 Nice slope failure: (a) The high permeability sand layer represents a fresh water conduit inducing the increase of the sensitivity of the surrounding clay by leaching. (b) The embankment generates the softening of the mechanical properties of the sensitive clay layer and an increase in creeping. (c) After a period of rainfall, the pore pressure possibly increases and induces the decrease of the effective stress which conducts to failure.

these are certainly crucial questions for assessing the present stability state of the airport platform.

We also need to get a better knowledge of the spatial and temporal pore pressure variations in some sandy layers that might be fed by the Var River discharge and rainfall water. A monitoring of microtopography evolutions offshore the airport platform might also help tracking the precursory signs of slope instability.

Since the 1979 event was not triggered by an earthquake, we did not take into account earthquakes as possible triggering mechanism. However, this area may be affected by moderate earthquakes (Magnitude up to 7). Under cyclic loading, the sediments dynamic behaviour is controlled by the sediment characteristics (grain-size distribution, presence or absence of a clay fraction, etc...), and by the intensity and duration of the cyclic loading (Sultan et al., 2004). For sand and silty sands, a cyclic shaking may induce a phenomenon of liquefaction. The

depositional pattern of sand and silt in the first hundred meters of sedimentary column is not documented at an accurate scale today.

Acquisition of high resolution (sparker) and very high resolution (chirp mud penetrator) seismic lines across the Var delta platform and upper slope would also be necessary to be able to make assumptions regarding the stability of the upper slope under earthquake loading.

8. Conclusions

In 1979, a catastrophic event occurred on the Nice continental slope (French Riviera) generating the lost of human lives and important material damages. Part of the new harbour that was in construction at the edge of the International Airport of Nice has collapsed into the sea. The aim of this paper is to describe the 1979 event and to

re-evaluate the slope stability of the near Nice harbour area.

The main results of this study are:

1. New sediment cores coming from the 1979 slide scar were used to determine the mechanical properties of the sediments left behind the 1979 slide. We put in evidence the presence of a layer (KENV2-01 and KENV2-02, see Fig. 7) having a sensitivity 2 to 3 times higher than the surrounding sediment (MD01-2470 and MD01-2471, see Fig. 7).
2. The first calculation using the finite element method highlights the metastable state of the Nice slope even before the harbour construction took place. The FOS is greater than 1, but not enough to presume that the slope is safe.
3. After embankment loading, a sediment mass characterized by plastic deformation (positive yield function) activates beneath the harbour embankment and extends into the very sensitive clay layer (layer 12). Furthermore, an important increase of the horizontal displacement takes place under the harbour embankment. The critical surface seems to initiate in layer 12, which corresponds to the sensitive clay layer. The seafloor after the 1979 accident coincides with the most critical failure surface predicted from the numerical calculations.
4. Failure of the Nice slope may take place for a decrease of only 15% of the undrained shear strength (S_u) due to softening of the sensitive clay layer.
5. Our modelling results, showing a relatively long-term failure (by creep), are in good agreement with the official report mentioning that during the landfill operations, 110 reports of cracks, settlements, failures and embankment collapse occurred.
6. The 1979 Nice harbour accident was probably initiated by the combination of several factors: the load of the harbour embankment, the circulation of fresh water in the permeable sand layer and the creeping of the sensitive clay layer.

Acknowledgements

This work has been developed within the EURODOM European Project (contract RTN2-2001-00281). Financial supports were provided by IFREMER and the “Agence Nationale de Recherche” (ISIS). The support by officers and crew during Géosciences II, and ENVAR2 cruises is greatly appreciated. The authors acknowledge Jérôme Blandin, chief scientist of the ENVAR2 cruise, Bernard Dennielou, Antonio Cattaneo and Jacques Déverchère for their useful suggestions and remarks. Constructive

comments by Roger Urgeles, an Anonymous reviewer and the Editor helped significantly to improve the manuscript.

References

- Assier-Rzadkiewicz, S., Heinrich, P., Sabatier, P.C., Savoye, B., Bourillet, J.F., 2000. Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure Appl. Geophys.* 157, 1707–1727.
- Bates, C.C., 1953. Rational theory of delta formation. *AAPG Bull.* 37, 2119–2162.
- Bourillet, J.F., 1991. Géomorphologie à partir d'un modèle numérique de terrain (Baie des Angers, Nice). 3rd Cong. Fr. Sedimentology. Brest.
- Bourillet, J.F., Edy, C., Normand, A., 1992. Nouvel ensemble pour la reconnaissance du plateau continental: Sondeur multifaisceaux EM1000 et logiciel Trimus. Un exemple: la Baie des Angers (France). *CIESM Rapp. int. Mer Médit.* vol. 33, p. 112.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, K.F., Haflidason, C.F., Ottesen, D., Rise, L., 2003. The Storegga Slide Complex: repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In: Locat, J., Mienert, J. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, The Netherlands, pp. 215–222.
- Campanella, R.G., Gillespie, D., Robertson, P.K., 1982. Pore pressures during cone penetration testing. *Proceedings of the 2nd European Symposium on Penetration Testing, ESOP-2, Amsterdam 2*, pp. 507–512.
- Campanella, R.G., Robertson, P.K., 1983. Interpretation of cone penetration tests: part II: clays. *Can. Geotech. J.* 20, 734–745.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Battist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol.* 213, 9–72.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var Canyon (Provence, southern France)—paleogeographic implications. *Mar. Geol.* 27, 231–246.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Aguilar, J.P., Ambert, P., Cappetta, H., Cravatte, J., Michaux, J., Roiron, P., Rubino, J.L., Savoye, B., Vernet, J.L., 1990. Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region. *Paleontol. Evol., Mem. Espec.* 2, 132–186.
- Cochonat, P., Bourillet, J.F., Savoye, B., Dodd, L., 1993. Geotechnical characteristics and instability of submarine slope sediments, the Nice slope (N–W Mediterranean Sea). *Mar. Georesour. Geotechnol.* 11, 131–151.
- DDE, 1981. Rapport de la Direction Départementale de l'Équipement des Alpes-Maritimes du 17 juillet 1981 sur le sinistre du 16 : 10 : 79. unpublished report.
- Dubar, M., Antony, E.J., 1995. Holocene environmental change and river-mouth sedimentation in the Baie des Angers, French Riviera. *Quat. Res.* 43, 329–343.
- Escyanice, 1980. Escyanice Cruise Report. IFREMER.
- Genesseeaux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture des câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale). *C.R. Acad. Sc. Paris* 290 t.
- Guglielmi, Y., 1993. Géologie des aquifères Plio-Quaternaires de la Basse Vallée du Var. Thèse d'Etat, Académie d'Aix-Marseille, pp. 170.

- Habib, P., 1994. Aspects géotechniques de l'accident du nouveau port de Nice. *Rev. Fr. Géotech.* 65, 3–15.
- Haflidason, H., Sejrup, H.P., Nygard, A., Bryn, P., Lien, R., Berg, K., Masson, D.G., Forberg, C.F., 2004. Architecture, geometry and slide development of the Storegga Slide. *Mar. Geol.* 213, 201–234.
- Hampton, M.A., Lee, H.J., Locat, J., 1996. Submarine landslides. *Rev. Geophys.* 34, 33–59.
- Heezen, B.C., Ewing, M., 1952. Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks earthquake. *Am. J. Sci.* 250, 849–873.
- Horn, R., Menard, F., Munch, F., 1965. Etude géophysique de la basse vallée du Var. *Rapp. DS 65 A37. BRGM, Orléans.*
- Hugot, A., 2000. Modélisation des écoulements gravitaires catastrophiques par une approche objet dynamique: érosion-transport-dépôt. Thèse, Université Paris 6, pp. 410.
- Hunter, G., Khalili, N., 2000. A simple criterion for creep induced failure of over-consolidated clays. *Pro. GeoEng. 2000 Conference.*
- Irr, F., 1984. Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental." Thèse d'Etat, Nice, 464 p.
- L'Homer, A., 1980. Etude sédimentologique des carottes des sondages (Nouveau port de Nice). *Rapp. ES (10) 03.80. BRGM, Orléans.*
- Lee, H.J., Schwab, W.C., Edwards, B.D., Kayen, R.E., 1991. Quantitative controls on submarine slope failure morphology. *Mar. Geotechnol.* 10, 143–157.
- Lefebvre, G., 1981. Strength and slope stability in Canadian soft clay deposits. *Can. Geotech. J.* 18, 420–442.
- Lefebvre, G., 1995. Collapse mechanisms and design considerations for some partly saturated and saturated soils. In: Derbyshire, E., et al. (Ed.), *Genesis and Properties of Collapsible Soils*. Kluwer Academic Publishers, pp. 361–374.
- Locat, J., 2001. Instabilities along ocean margins: a geomorphological and geotechnical perspective. *Mar. Pet. Geol.* 18, 503–512.
- Locat, J., Lee, H.J., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Can. Geotech. J.* 39, 193–212.
- Lunne, T., Robertson, P.K., Powell, J.J.M., 1997. *Cone Penetration Test in Geotechnical Practice*. Blackie Academic and Professional, UK. 312 pp.
- Malinverno, A., Ryan, W.B.F., Auffret, G., Pautot, G., 1988. Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 229, 59–75.
- Masson, D.G., Canals, M., Alonso, B., Urgeles, R., Huhnerbach, C., 1998. The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanism. *Sedimentology* 45, 411–432.
- MIP, 1981. Mission d'Inspection Pluridisciplinaire sur le sinistre de Nice du 16 Octobre 1979. Rapport final. Unpublished report.
- Mitchell, J.K., 1964. Shearing resistance of soils as a rate process. *J. Soil Mech. Found. Div., ASCE* 90, 29–61.
- Monicya, 1989. Monicya Cruise Report. IFREMER.
- Mulder, T., 1992. Aspects géotechniques de la stabilité des marges continentales. Application à la Baie des Anges, Nice, France. Thèse, Institut National Polytechnique de Lorraine. 193 pp.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology* 44, 305–326.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour and related deposits. A review. *Mar. Pet. Geol.* 20, 861–882.
- Nemec, W., 1995. The dynamics of deltaic suspension plumes. In: Oti, M.N., Postma, G. (Eds.), *Geology of Deltas*, pp. 31–93.
- Pautot, G., 1981. Carte morphologique de la Baie des Anges, Modèle d'instabilité de pente continentale. *Oceanol. Acta* 4, 203–212.
- Piper, D.J.W., Shor, A.N., Farre, J.A., O'Connell, S., Jacobi, R., 1985. Sediment slides around the epicentre of the 1929 Great Banks earthquake. *Geology* 13, 538–541.
- Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* 40, 557–582.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., Morrison, M.L., 1999. The sequence of events around the epicentre of the 1929 Great Banks earthquake: initiation of debris flow and turbidity current inferred from sidescan sonar. *Sedimentology* 46, 79–97.
- Ramsey, N., 2002. A calibrated model for the interpretation of cone penetration tests (CPTs) in North Sea quaternary soils. *Proc. Offshore Site Investigation and Geotechnics: Diversity and Sustainability*, London, UK, pp. 341–356.
- Robertson, P.K., Campanella, R.G., Gillespie, D., Grieg, J., 1986. Use of Piezometer cone data, *Proceedings, Use of In-situ Tests in Geotechnical Engineering (In-situ '86)*. GSP, American Society of Civil Engineers, New York 6.
- Robertson, P.K., 1990. Soil classification using the cone penetration test. *Can. Geotech. J.* 27, 151–158.
- Sage, L., 1976. La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen. Le Var. Thèse, Université de Nice, 243 pp.
- Same, 1986. Same Cruise Report. IFREMER.
- Savoye, B., Cochonat, P., Olliver, G., Auffret, G.A., Bourillet, J.F., 1989. The submarine Var Canyon (French Riviera): Detailed study of the activity of a modern canyon. *Regional Meeting of Sedimentology*, Budapest.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Mar. Geol.* 97, 279–304.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1993. Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Mar. Pet. Geol.* 10, 550–571.
- Seed, B.H., 1983. Recherche de la cause du glissement du Port de Nice, survenu le 16 :10 :79. Unpublished report.
- Singh, A., Mitchell, J.K., 1968. General stress strain time function for soils. *J. Soil Mech. Found. Eng. Div. ASCE*, pp. 21–43. SM1.
- Sols Essais, 1994. Sols Essais Internal Report.
- Sultan, N., Cochonat, P., Bourillet, J.F., Cayocca, F., 2001. Evaluation of the risk of marine slope instability: a pseudo-3D approach for application to large areas. *Mar. Georesour. Geotechnol.* 19, 107–133.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorrene, T.O., Wilson, C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Mar. Geol.* 213, 291–321.
- Tavenas, F., Leroueil, S., La Rochelle, P., Roy, M., 1978. Creep behaviour of an undisturbed lightly overconsolidated clay. *Can. Geotech. J.* 15, 402–423.
- Vaunat, J., Leroueil, S., 2002. Analysis of post-failure slope movements within the framework of hazard and risk analysis. *Nat. Hazards* 26, 83–109.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths; a synthesis. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88, 857–868.